

# 岩石鉱物鉱床学会誌

第46巻 第3号

昭和36年(1961)9月5日

---

## 研究報文

---

- イネス石の加熱変化 ..... 伊藤 建三  
蔵王火山の岩石学的研究 ..... 千葉 とき子  
筑豊中部地域の夾炭層に伴う耐火粘土の産状と性質 ..... 星野 義昭  
珪線石, 紅柱石, 藍晶石及びダイアスポアの赤外線吸収 .... 大森 啓一  
On spherular aggregates of enstatite in serpentinite from  
Kawai district, Kitakami mountainland, Japan ..... H. Onuki

---

## 会報

---

昭和36年度秋季学術講演会日程

---

## 抄録

---

- |           |                  |      |
|-----------|------------------|------|
| 鉱物学および結晶学 | 染色法による炭酸塩鉱物の識別   | 他5件  |
| 岩石学および火山学 | 地殻内での熔融          | 他11件 |
| 金属鉱床学     | Fe-As-S系の相関係及び応用 | 他2件  |
| 石油鉱床学     | 湖沼堆積物中のアミノ酸      | 他2件  |

---

東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室内

日本岩石鉱物鉱床学会

## 本 会 役 員

会 長 河野義礼

評議員 石川俊夫, 上田潤一, 牛島信義, 大森啓一, 片山信夫, 加藤磐雄, 兼子 勝, 久野 久, 斎藤 仁, 三枝守維, 柴田秀賢, 鈴木廉三九, 須藤俊男, 末野悌六, 千藤忠昌, 竹内常彦, 富田 達, 根本忠寛, 野田真三郎, 原田準平, 早川典久, 堀越義一, 本多共之, 増井淳一, 待場 勇, 八木健三, 吉本文平, 吉沢甫, 吉村豊文, 渡辺武男 (五十音順)

前会長及び前幹事 渡辺万次郎, 伊藤貞市, 石井清彦, 鈴木 醇, 坪井誠太郎

## 会 報

会 員 動 静 [新入会] 正会員 久保忠道, (東京都世田谷区野沢町1の1 明治薬科大学内), 畑井小虎, (東北大学理学部地質学教室)

[転勤及び転居] 松里英男 (山口県原狭郡山陽町大字原狭 1314), 田中義久 (柏崎市本町四丁目 帝国石油 K. K. 東寮), 神山貞二 (東京都千代田区丸の内2の8 古河鋳業株式会社), 佐久間 正 (東京都中央区日本橋室町2の1 三井金属鋳業鋳山部地質課), 都城秋穂 (東京都北区王子3の7 王子住宅 RD 25), 明石孝行 (大阪市西城区西四条3丁目 16), 藤川武臣 (仙台市富沢字海老沢 14), 初見 孝 (東京都豊島区西巣鴨4の320), 阿部周太郎 (岩手県一関市山目町 15 の7)

### 日本岩石鉱物鋳床学会, 日本鋳物学会, 日本鋳山地質学会連合昭和36年度 秋季学術講演会日程

1. 日 程 昭和36年10月6日(金)より10月10日(火)まで  
学術講演会 10月6日(金)——10月8日(日)  
巡検旅行 10月9日(月)——10月10日(火)
  2. 会 場 北海道大学理学部
  3. 講演申し込み 講演希望の方は至急, 東京都目黒区駒場町東京大学教養学部  
地学教室・湊 秀雄まで
  4. 一般講演の他に次を予定しております。
    - a. 特別講演 原田準平教授(題未定)  
Prof. J. D. H. Donnay The Second Generalization of the Law  
of Bravais 他  
(会場はクラーク会館(学内)大講堂で, 一般公開の予定)
    - b. 討論会 硫化鋳物
  5. 懇親会 巡検旅行
    - A班 下川鋳山(10名) 8日夜出発, 10日午後現地解散 費用概算1500円  
(交通費自弁)
    - B班 イトムカ鋳山(10名) 8日夜出発, 10日午後現地解散 費用概算  
1000円(交通費自弁)
    - C班 奔別, 夕張炭山(20名) 9日朝出発, 10日午後現地解散 費用概算  
1000円(交通費自弁)
- 懇親会, 巡検旅行とも, 申し込みは札幌市北海道大学理学部, 地質学鋳物学教室  
戸畑賢二まで(9月30日迄)

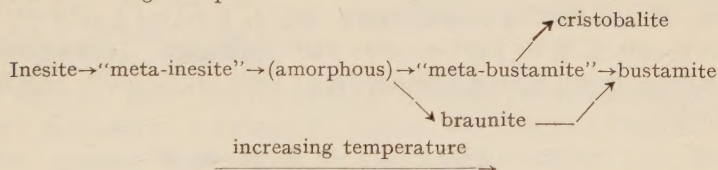
研 究 報 文

イネス石の加熱変化

Thermal transformation of inesite

伊 藤 建 三 (Kenzô Itô)\*

**Abstract:** Thermal transformation of inesite in air has been studied minutely in the temperature range up to 1200°C, using the differential thermal, thermogravimetric, chemical, and X-ray analyses. A correlation of thermal and chemical data with phase determinations shows that inesite pursues the reaction process shown as the following schema with increasing temperature, and transforms into bustamite with a small quantity of cristobalite at high temperature.



The most important reaction ruling this process is the dissociation-association reaction of chains of  $\text{SiO}_4$  tetrahedra in the structure.

1. 緒 言

イネス石は天然に比較的広い分布を示し、各地のマンガング鉱床から産出する<sup>1)</sup>。またその鉱物学的性質については古くより多くの研究がなされており、最近においても Takasu<sup>2)</sup> および吉村等<sup>3)</sup> の報告がみられる。

しかしながら、本鉱物の熱的性質については不明の点が多く、また工学的に重要な酸化マンガングとシリカを含む系の高温での挙動におよぼす Ca の影響を知るに 適当な試料であるので、含水珪酸マンガング鉱物の熱的研究の一環としてすでに報告したベメント石<sup>4)</sup>、ベンヴィス鉱<sup>5)</sup> に引続いて本鉱物の空気中での加熱変化を詳細に検討したのでその概要を報告する。

2. 実 験 試 料

今回の実験に用いた試料は静岡県蓮台寺鉱山（掛橋樋）産のイネス石で Takasu<sup>2)</sup> に

\* 富士製鉄株式会社釜石製鉄所研究所



第1表 蓮台寺鉱山(掛橋鍾)産イネ  
ス石の化学分析値

	桃 井 <sup>3)</sup>	H. Kaneko <sup>2)</sup>
SiO <sub>2</sub>	44.89	44.71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.29	0.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.18	0.15
MnO	36.80	37.12
CaO	8.49	7.31
MgO	0.23	0.42
H <sub>2</sub> O+	6.89	6.12
H <sub>2</sub> O-	2.18	3.30
Total	100.25	99.33

よつて詳しく調べられているものである。これまでに与えられている化学分析値によれば、このイネス石は第1表に示す化学組成を有し、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$  および  $\text{MgO}$  に乏しく  $\text{Mn}_7\text{Ca}_2\text{Si}_{10}\text{O}_{28}(\text{OH})_2\cdot 6\text{H}_2\text{O}$  の化学式に近いとされているものである(第1表)。

実験にあたつては、0.5~1mmに粉碎して拡大鏡下に注意深く選別したものを-180meshに粉碎して使用した。

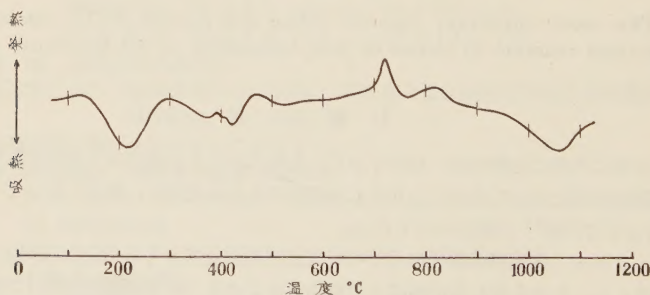
このようにして準備した試料はきわめて純度が高く、X線粉末回折では他鉱物の存在をみとめなかつた。

### 3. 示 差 熱 曲 線

本試料の示差熱曲線を第1図に示す。試料は-180meshのものを約1g用い、温度上昇率は10°C/minであつた。

本イネス石の900°Cまでの示差熱曲線は、他の2,3のものとともにすでにあたえられている<sup>3)</sup>が、ペメント石<sup>4)</sup>やベンヴィス鉱<sup>5)</sup>の実験の結果、この種含水珪酸マンガン鉱物では1100°C附近に重要な熱反応が起こることが知られているので、再検討したものである。

第1図 示 差 熱 曲 線



本試料の示差熱曲線は220°C附近、400°C附近および1050°C附近の3つの吸熱ピークと720°C附近の1つの発熱ピークによつて特徴づけられる。

これらの諸熱反応は後記する諸実験から次のように考えられる。

すなわち、

- (1) 220°C 附近の吸熱ピークは、いわゆる沸石水の脱出による。
- (2) 400°C 附近の吸熱ピークは、結合水の脱出による。
- (3) 720°C 附近の発熱ピークは、加熱脱水によつて生じた非晶質体のバスタム石へ

の結晶化による。

(4) 1050°C 附近の吸熱ピークは、 $Mn^{4+}$  の  $Mn^{2+}$  への還元による。

(5) (2) の吸熱ピークおよびそれ以後 550°C 位までの曲線がやゝ複雑な型を示すのは、後記するようにベメント石やペンヴィス鉱の場合と同様に、この温度範囲は脱水による吸熱と  $Mn^{2+}$  の酸化による発熱の2つの効果が重なりあっているためと考えられる。

#### 4. 加熱減量曲線

本試料の加熱減量曲線を第2図に示す。試料約 1g を白金ルツボにとり、1200°C まで 100°C 間隔の各温度に1時間保持して秤量した。100~500°C で急激な減量を示し、500~900°C ではあまり変化をみせず、900°C 以後量的には僅かであるが再び急激な減少を示す。

これらの変化を前記の示差熱曲線と比較検討するに、200~300°C 間に中たるみをもつ 100~500°C 間および900°C 以降の各減量は、220°C 附近、400°C 附近および 1050°C 附近の各吸熱ピークに夫々対応し、また示差熱曲線に見られる 720°C 附近の発熱ピークは質量変化をともなわない熱変化であることが明らかとなる。

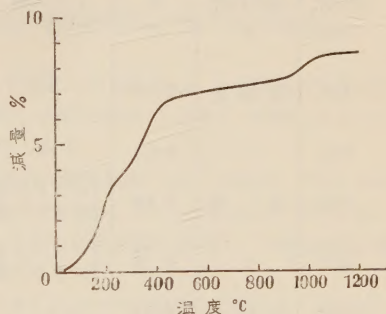
1200°C での減量が、化学分析値にみられる  $H_2O$  量には一致することと、後記する加熱試料の有効酸素分析値の変化とに照らして、500°C までの減量部は主として水分の脱出にともなう減量と  $Mn^{2+}$  の  $Mn^{4+}$  への酸化（酸素の附加）にともなう増量との重なった結果を示すものであり、また 900°C 以降の減量は主として  $Mn^{4+}$  の  $Mn^{2+}$  への還元（酸素の脱出）によるものであることが知られる。このような関係はベメント石やペンヴィス鉱の場合と全く同様で、前報<sup>5)</sup> においてすでに詳しく論じた。

以上のことから本鉱物中の水は 500°C 位までにはほぼ脱出し終り、また後記するように加熱試料の X 線粉末回折線は 200°C では加熱前に比して全く変化せず 400°C 以上で種々の変化をみせることから、示差熱曲線上の 220°C 附近と 400°C 附近の各吸熱ピーク（加熱減量曲線は前記したように 200~300°C 間に中たるみを見せる）は夫々いわゆる沸石水と結合水の脱出によるものであろうことが結論づけられる。

#### 5. 加熱による鉱物相の変化

示差熱曲線、加熱減量曲線の上にあられる変化を確かめ、かつそれにとまなう鉱物相の変化を調べるため、本試料を下記の温度に空気中で9時間保持した後室温まで急冷したものについて、色、有効酸素量および X 線粉末回折線を検討した。実験法はベメント石やペンヴィス鉱の場合と全く同一である。なお試料容器は白金ルツボ、加熱炉は空気流通のよい堅型白金電気炉を用い、炉外にとり出した加熱試料の急冷には小型送風器

第2図 加熱減量曲線



を利用した。

加熱温度; 200, 400, 600, 800, 900, 1000, 1100, 1200°C

これらの加熱試料について検討した結果を第2表に示す。主としてこの表に従つて説明する。

第 2 表 イネス石の加熱変化

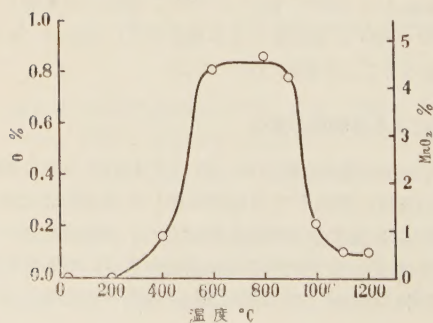
加熱温度 (°C)	色 (粉末試料)	有効酸素 (Wt%)	X 線 分 析	
			鈹 物 相	主要な回折線の変化
加熱前	淡桃白色	tr	イネス石	
200	"	tr	"	全く変化なし
400	灰 褐 色	0.16	"	{ 2.8 Å と 2.9 Å (特に 2.8 Å) いちじるしく弱化 3.1 Å いちじるしく生長, 3.6 Å に新しい回折線
600	"	0.81	"	2.9 Å 再度生長
800	褐 色	0.86	{ バスタム石 ブラウン鈹(微)	{ イネス石全く消滅 3.0 Å 等若干のバスタム石 回折線出現。
900	"	0.78	{ バスタム石 ブラウン鈹(弱)	3.0 Å いちじるしく生長
1000	灰 褐 色	0.21	"	3.0 Å や、弱化 2.9 Å, 3.2 Å 生長
1100	淡灰褐色	0.10	{ バスタム石 ブラウン鈹(微) クリストバル石(微)	2.9 Å, 3.2 Å 生長
1200	淡黄白色	0.10	{ バスタム石 クリストバル石(弱)	2.9 Å 生長 合成バスタム石とよく一致。

### (1) 色の变化

1000°C までは加熱前に比して暗色化し, 1100°C 以降再び脱色する。これらの色の变化は後記する有効酸素量や鈹物組成の変化によく対応する。

### (2) 有効酸素量の変化

第3図 加熱による有効酸素量の変化



第2表に記した結果を第3図に示す。

有効酸素の定量とともに, Mn の原子価を検討したところ, すべての加熱試料に3価をみとめることが出来ず, 有効酸素はすべて4価のMnに由来するものであることが知られた。

900°C までは加熱前に比して有効酸素量を増し, それ以上の温度で再び減少する。すなわち, 本鈹物中の  $Mn^{2+}$  は空気中での加熱によつ



て一部が  $Mn^{4+}$  に酸化し、ある温度以上で再び  $Mn^{2+}$  に還元され、低温での酸化期と高温での還元期がみつめられる。

この変化はベメント石やペンヴィス鉱の場合と同じ傾向のものであるが、イネス石の場合は前2者に比して、増加する酸素量ははるかに低く、酸化のはじまる温度は高くまた逆に還元のはじまる温度が低い。このため鉱物相変化におよぼす酸化—還元反応の影響は前2者の場合に比していちじるしく小さくなる。これは後にもふれるように Ca の影響で、Ca は酸化マンガンとシリカを含む系内で  $Mn^{2+}$  を安定させると言えよう。

### (3) 鉱物相の変化

加熱試料の X 線粉末回折線を第3表に示す。

第2表に示した鉱物相変化は、これら回折線の変化を検討して得たものである。

回折線の変化をや、詳しく吟味しよう。

200°C では加熱前に比して回折線には何らの変化も見られない。この温度ですでに相当量の脱水を見るわけであるが、回折線には何らの変化がないことから、前記したようにこの水がいわゆる沸石水であることが結論づけられる。

400~600°C では、イネス石の回折線は全般的に強度を減ずる。この場合 2.8Å の回折線は他のものに比して急激に強度を減じ、これとは逆に 3.1Å のものは、新たに生じた 3.6Å の回折線とともに強度をます。また 2.9Å の回折線は 600°C で再度強度を増す。

これらの変化はイネス石の他に 3.1Å や 3.6Å によつて代表される何か全く別の相が生じその量比を変化させながら消長を示すものとしては説明し難く、イネス石相の構造変化として、よりよく理解されよう（このことはこれらの回折線が 800°C ですべて消滅してしまうことから裏づけされる）。

イネス石の構造の主体をなすものはバビントナイト鎖（周期5の  $SiO_4$  四面体複鎖）のつみ重ねであるが、温度の上昇によつてこの構造が不安定となり、鎖のつみ重ねが崩壊するとともにこのバビントナイト鎖そのものもまたより単純な鎖ないしは四面体の集合体へと解離してゆくであろう\*。この場合、崩壊、解離の進み方に方向性があるのはむしろ当然であつて、ために各回折線は一様にその強度を減ずるのではなく、特定の回折線に消長がみられることになる。

この変化はある意味でカオリナイトとメタカオリンの関係に類似し、この中間生成物をメタイネス石とよんでもよいであろう。イネス石は加熱によつて二次元格子的なメタイネス石の過程を通じて非晶質化すると云える\*\*。

さて、イネス石は上記のようにして分解してゆき、800°C ではその回折線が全く消滅し、新しく 3.0Å をはじめとする若干の回折線があらわれはじめる。これは後記するよようにバスタム石相である。

なお 2.7Å にあらわれる回折線はベメント石やペンヴィス鉱の場合から類推してブラウ鉱と考えられる。

この 3.0Å をはじめとする回折線は温度上昇とともに相互に消長を見せながら全体と

\* 一般に簡単な鎖の方が高温で安定である。

\*\* 回折線に指数配当を行えば、この変化の方向性はかなり具体的に論じ得るはずである。別の機会に検討したい。

第3表 加熱試料のX線粉末回折線

加熱前		200°C		400°C		600°C		800°C		900°C		1000°C		1100°C		1200°C		鉍物名
d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	
9.17	21	9.11	20	9.17	12	9.04	11											In.
6.50	10	6.51	9	6.54	6	6.47	5											In.
4.59	9	4.56	9	4.58	4													In.
4.40	6	4.42	7	4.39	6	4.37	7											In.
4.24	8	4.19	7															In.
3.99	18	4.00	17	4.01	8	4.00	8							4.05	8	4.05	13	C
				3.71	8					3.69	7	3.69	10	3.69	14	3.69	13	In.
				3.63	7	3.61	10											Bs.
										3.40	13	3.39	10	3.39	18	3.39	16	Bs.
		3.26	6	3.27	6													In.
3.21	8	3.21	7															In.
3.11	6	3.12	7	3.13	23	3.11	26											Bs. (C)
								3.18	8	3.17	17	3.18	14	3.18	23	3.18	29	In.
								3.00	14	3.00	36	2.99	21	3.00	26	3.00	31	Bs.
2.92	35	2.92	36	2.94	18	2.93	32											In.
								2.87	9	2.88	19	2.88	23	2.88	34	2.88	47	Bs. (C)
2.83	44	2.83	43	2.84	12	2.84	16											In.
								2.74	9	2.76	8							Bs.
2.72	17	2.73	16	2.72	11	2.72	21											In.
																		Br.
		2.70	6							2.71	15	2.71	13	2.71	9			In.
		2.63	7	2.62	6	2.61	5											In.
								2.61	6	2.61	6	2.61	4	2.61	6	2.60	7	Bs.
2.55	13	2.55	12	2.56	8	2.55	10											In.
										2.47	5	2.46	7	2.46	10	2.46	8	Bs. (C)
										2.40	5	2.40	6	2.39	8	2.40	10	Bs.
2.39	8	2.39	7															In.
2.34	8	2.33	7	2.35	6	2.35	4											In.
												2.26	5	2.27	7	2.27	8	Bs.
								2.20	6	2.21	9	2.21	8	2.21	11	2.21	12	(C)
2.18	17	2.18	16	2.20	7	2.19	13											In.
										2.12	8	2.11	5	2.11	10	2.11	10	Bs. (C)
1.84	6	1.84	6	1.84	4													In.
																		Bs.
		1.69	5	1.69	6	1.69	6			1.77	4	1.77	6	1.77	6	1.77	7	Bs.
				1.68	6	1.67	12			1.70	8	1.69	5	1.69	8	1.69	11	Bs. (C)
1.65	5	1.64	5			1.64	5											In.
1.60	5	1.60	6							1.65	8	1.65	7	1.65	7	1.65	10	In.
																		In.
																1.55	6	Bs.
1.53	6	1.53	5															In.
1.49	4																	In.
1.47	5	1.48	6															In.
																		Bs. (C)
1.42	7	1.42	6	1.42	5	1.42	6			1.43	7	1.43	6	1.43	6	1.43	7	In.

ガイガーフレックス, Fe/Mn, 40Kv, 8mA, 8-1-4, 1°-1°-0.4mm, 2°/min  
 In; イネス石, Bs; バスタム石, Br; ブラウン鉱, C; クリソバル石



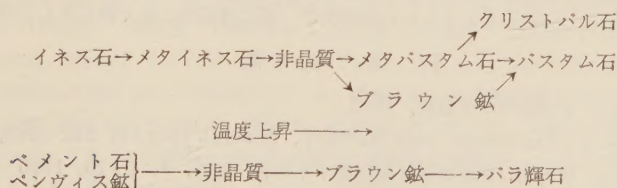
しては次第に生長し、 $1200^{\circ}\text{C}$  では他の回折線ともあわせてバスタム石と完全に一致するようになる。この場合、 $3.0\text{\AA}$  の回折線は  $800\sim 900^{\circ}\text{C}$  で他のものに比して急激に成長するが、 $1000^{\circ}\text{C}$  以上ではその成長がとまってむしろ強度を減じ、これにかわつて  $3.2\text{\AA}$  と  $2.9\text{\AA}$ 、特に  $2.5\text{\AA}$  のものの生長がいちじるしくなる。

この回折線の消長も混合物の量比の変化としては説明し難く、バスタム石相の生長過程として、よりよく理解される。

すなわち、バスタム石の構造の主体は珪灰石鎖（周期3の  $\text{SiO}_4$  四面体単鎖）の集合の積み重ねで、イネス石の加熱によつて生じた Mn-Ca-珪酸塩非晶質体中で四面体の重合が進み、さらにその積み重ねが行われてバスタム石が生長するわけであるが、この場合にも重合・積み重ねの進行速度に方向性があるのは当然で、このために各回折線が一樣に生長せず、特定の回折線に消長がみられることになる。この関係は、 $\text{SiO}_4$  四面体鎖の解離・重合とその積み重なり方を中心として見た場合、低温での変化を正反対の過程であつて、（表現は適當ではないかも知れないが）この中間生成物をメタバスタム石とよぶことが出来よう。イネス石の加熱によつて生じた非晶質体に温度の上昇とともにおそらくは二次元格子的なメタバスタム石の過程をとつて次第に三次元的に完成されたバスタム石へと生長すると云える。また以上の考察から示差熱曲線にあらわれる  $720^{\circ}\text{C}$  の発熱ピークは、イネス石の加熱によつて生じた非晶質体からのバスタム石相の生長開始にともなうものであることが明らかとならう。なお  $800^{\circ}\text{C}$  で生じたブラウン鉱は  $900\sim 1000^{\circ}\text{C}$  でやゝその量を増し、 $1100^{\circ}\text{C}$  で減少し  $1200^{\circ}\text{C}$  では全く消滅する。また  $1100^{\circ}\text{C}$  では新たにクリストバル石があらわれはじめ  $1200^{\circ}\text{C}$  でやゝ生長する。

このブラウン鉱は一部の  $\text{Mn}^{2+}$  の  $\text{Mn}^{4+}$  への酸化にともなつてあらわれるものであり、またクリストバル石はバスタム石とイネス石の化学式を比較した場合にバスタム石に対して考えられる過剰の  $\text{SiO}_2$  が遊離したものである。

以上に記した諸実験と考察の結果から得られたイネス石の空気中での加熱変化を模式的に示すと次のようになる。すでに報告したベメント石とベンヴィス鉱の変化の大綱も同時に示した。



さて、イネス石の加熱変化をベメント石やベンヴィス鉱のそれと比較した場合、最も大きな差異は有効酸素の変化と高温における  $\text{RSiO}_3$  相の出かたにある。すなわち、イネス石の場合有効酸素の変化量がいちじるしく低く、ブラウン鉱の生成がわづかであり、非晶質体からバスタム石相が直接出現する。

いゝかえれば、ベメント石やベンヴィス鉱の場合はブラウン鉱の生成・消滅と云う  $\text{Mn}^{2+} \rightleftharpoons \text{Mn}^{4+}$  の酸化・還元反応が鉱物相変化を支配する最も重要な要因であるのに対し、イネス石の場合には、この酸化・還元反応はさほど重要な役割をはたさず、これにかわつて前記したように  $\text{SiO}_4$  四面体鎖の解離・重合とその積み重なりが重要な支配要因とな

る。

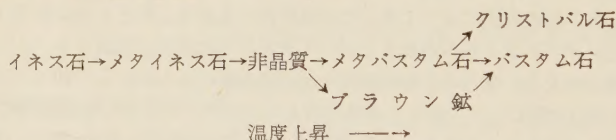
これら各鉱物の化学組成を比較することによつて、これらの差異に対して  $\text{CaO}$  が最も大きな影響をおよぼしていると考えることが出来る。 $\text{CaO}$  は酸化マンガンとシリカを含む系にあつては、 $\text{Mn}^{2+}$  に対して強い安定作用をおよぼし低温酸化期における  $\text{Mn}^{4+}$ ，したがつてブラウン鉱の生成を抑制し，酸化・還元反応のはたす役割を低下させるものと云えよう。

なお、この問題についてバラ輝石—バスタム石系の挙動とともにあらためて論ずる予定である。

## 6. 総 括

イネス石の空気中での加熱変化を詳細に検討して次の結果を得た。

(1) イネス石は加熱によつて次のような過程をたどり，高温で少量のクリストバル石を伴つたバスタム石になる。



(2) この変化に対しては  $\text{SiO}_4$  四面体鎖の解離・重合が大きな支配要因となる。

(3) これに対して，ベメント石やペンヴィス鉱の場合に支配的であつた  $\text{Mn}^{2+} \rightleftharpoons \text{Mn}^{4+}$  の酸化・還元反応の影響は非常に小さい。

(4) これは  $\text{CaO}$  の影響である。 $\text{CaO}$  は酸化マンガンとシリカを含む系中で  $\text{Mn}^{2+}$  に対し強い安定作用をおよぼす。

本研究にあたり，終始御指導，御鞭撻を賜つた東北大学理学部竹内常彦教授，同選鉱製錬研究所 南部松夫助教授に心から感謝の意を表わす。

また，本研究の公表を許可された富士製鉄釜石製鉄所長 綾部先氏，同研究所長 大貫富蔵氏ならびに化学分析の労をとられた同研究所 渡辺四郎氏に厚く御礼申し上げる。

## 引 用 文 献

- 1) 吉村豊文，日本のマンガ鉱床，1952.
- 2) Takasu S., On inesite from Rendaiji, Mineral. Jour., **1**, 242~249, 1955.
- 3) 吉村豊文，桃井斉，高知県香長鉱山産イネス石，鉱物，**5**, 1~10, 1960.
- 4) 伊藤建三，ベメント石の加熱変化，岩鉱，**45**, 209~218, 1961.
- 5) 伊藤建三，ペンヴィス鉱の加熱変化，岩鉱，**45**, ~, 1961.

## 蔵王火山の岩石学的研究

## Petrology of Zao volcano

千 葉 と き 子 (Tokiko Tiba)\*

**Abstract :** Zao volcano which belongs to Nasu volcanic zone covers an area, about 20km in E-W and about 11km in N-S, on the border of Miyagi and Yamagata Prefectures, northeastern Japan.

Zao volcano, as well as Ryuzan volcano on the north and South Zao volcano on the south, are lying on a general trend extending from northwest to southeast.

The central part of this volcano is built up of crater rim "Umanose", central cone "Goshikidake" and small crater lake "Okama" showing a typical structure of double volcano expressed by the successive eruptions, explosions and subsidences.

The volcanic products of Zao volcano, consisting of lava flows and pyroclastics, lie upon the eroded surface of Pre-Tertiary granodiorite and the Neogene Green Tuff Formations. Most of lava flows are composed of (olivine bearing) augite hypersthene andesites of calc-alkali rock series, those of tholeiitic rock series are rare.

Ten new chemical analyses are made and some petrogenetic problems are discussed.

## 1. ま え が き

蔵王火山は宮城県と山形県の県境に位置し、宮城県柴田郡川崎町、蔵王町及び山形県上の山市、山形市に属する一群の火山である。これらの中には、北から三宝荒神山(1683m)、地蔵山(1764m)、熊野岳(1840.8m)、五色岳(1674m)、中丸山(1557m)、刈田岳(1759.0m)、冷水山(1339.7m)が含まれている。これらと共に北西には竜山火山、南東には南蔵王火山がほぼ一列に並んでいる。南蔵王火山の活動は蔵王火山のそれよりも古く、両者の境は東側では澄川、西側では難場沢になつている。一般に山体の東側が複雑な地形を示しており、熊野岳と刈田岳を連ねた尾根を火口縁とし、小火口湖お釜を擁した中央火口丘五色岳がそれを象徴している。この地域には後火山作用の結果として硫黄鉱床が発達し、現在も採掘が行われている。

全般的な地質調査報告は市村<sup>1)</sup>によって行われているが、岩石学的研究は殆んどなされていない。

著者は1960年7月以降、蔵王火山の地質調査及び室内実験を行つて来たが、それがまとまつたのでここに報告する。

この報文を発表するに当り、終始御指導頂いた河野義礼教授、八木健三教授、植田良夫

\* 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室



助教授、青木謙一郎氏に深く感謝する。

## 2. 地 質 概 要

**基盤岩** 蔵王火山の基盤を構成する基盤岩は先第三紀の花崗閃緑岩及び新第三紀の緑色凝灰岩、玄武岩、安山岩、変朽安山岩、石英安山岩、流紋岩、砂岩、頁岩等である。この花崗閃緑岩は第三紀層の基盤をなすものでもあり、これが露出しているのは主に山体の北部ないし北東部で、そこではかなり不均質で、場所によっては片理が著しく発達しているのがみられる。蔵王火山の北東部にある名号峯 (1490.8m) は全山これから成っている。同様な基盤は西側、難場沢上流 1300m 附近にもみられ、蔵王火山はこれらの隆起山地の上に形成されたもので、火山活動による山体の規模はそう大きなものではない。名号峯からは濁川に沿って、峨々温泉附近まで花崗閃緑岩が追跡される。峨々温泉対岸の花崗閃緑岩に関しては、従来先第三紀のものだとか、第三紀のものだと論議されて来たが、岩質、組織とも先第三紀のものと同一であることが判明した。

緑色凝灰岩層は、西南部や東部に広く分布し、濁川沿いには花崗閃緑岩の侵蝕面上に花崗閃緑岩の基底礫を伴って堆積しているのがみられる。

以上の外に、緑色凝灰岩と相前後する第三紀の玄武岩、安山岩、変朽安山岩、石英安山岩、流紋岩の活動が認められるが安山岩以外は極めて局部的なものである。

蔵王火山の熔岩及び噴出物は以上の様な基盤及び一部竜山火山の噴出物を覆っている。火山活動は、隣接する竜山火山、南蔵王火山の活動の後に起つたもので、活動開始の時期は洪積世末期と推定される。その活動は地形及び噴出物の特性から二期、即ち 1) 山体の大部分を形成する熔岩の流出が行われた時期、2) 熔岩流は出さず、爆発が主で、中央火口丘や爆裂火口が形成された時期、に分けられる。

**第一期の活動** 1) 横倉熔岩類： まず大量の火山角礫岩と熔岩流を噴出し、大体山体の西半が形成された。この熔岩類は緑色凝灰岩、第三紀安山岩を覆い、その後の熔岩流に被覆されている。熔岩は一部著しい板状節理を呈し、又蔵王川流域では鉱染作用を蒙って鉱床の母岩となつている。

2) 冷水熔岩類： 西南部の冷水山附近を構成する熔岩類で、第三紀安山岩、横倉熔岩を覆っている。比較的緻密な岩石から成る。

3) 地獄沢熔岩類： これは主に火山角礫、火山砂から成り、熔岩流は少い。丸山沢上流ではそれらが互層をなす崖がみられる。これらの噴出物は花崗閃緑岩の上に直接かぶさり、花崗閃緑岩や頁岩の礫をも含んでいる。

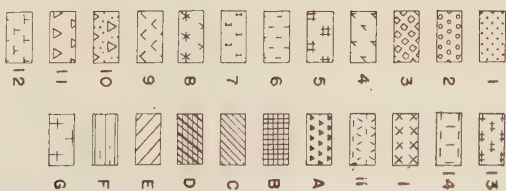
4) 地蔵熔岩類： 火山体の北部一帯を構成する熔岩類で、前述の横倉熔岩類、地獄沢熔岩類、竜山火山の熔岩及び花崗閃緑岩を覆っている。

5) 澄川熔岩類： 澄川と濁川の間比較的狭い尾根に分布する熔岩流で花崗閃緑岩或いは緑色凝灰岩の侵蝕面上に載っている。一部柱状節理が顕著に発達している。

6) 熊野熔岩類： 山体の中央部、最高峯熊野岳附近を形成する熔岩類で、数枚の熔岩流からなる。下部はソレーアイト岩系のもので、上部はカルク・アルカリ岩系の熔岩である。

7) 賽の碓熔岩類： 賽の碓一帯を覆う熔岩流で地形的にみて四つに分けられる。殆んど連続的に流出したもので、間に火山砂、火山角礫岩を挟んでいる。

第1図 蔵王火山地質図



1. 五色噴出物
2. 馬の背火口噴出物
3. 刈田熔岩類
4. 寒の磧最上部熔岩類
5. 寒の磧上部熔岩類
6. 寒の磧中部熔岩類
7. 寒の磧下部熔岩類
8. 龍野上部熔岩類
9. 龍野下部熔岩類
10. 澄山熔岩類
11. 地蔵熔岩類
12. 地蔵沢熔岩類
13. 冷水熔岩類
14. 横倉熔岩類
- i. 南蔵王火山熔岩類
- ii. 龍山火山熔岩類
- A. 石英安山岩
- B. 流紋岩
- C. 玄武岩
- D. 変朽安山岩
- E. 安山岩
- F. 緑色凝灰岩
- G. 花崗閃緑岩

8) 刈田熔岩類： 刈田岳周辺を形成するものでその分布は極く狭く、賽の磧熔岩類、熊野熔岩類を覆う。

**第二期活動** 以上の活動で山体の殆んどが出来た後、爆裂が起こり、東側に開いた馬蹄形の火口縁馬の背が作られた。その際の抛出物が馬の背や偽刈田に見られる。続いて中央火口丘五色岳を形成する火山礫、火山砂、火山灰が噴出された。これらは一見堆積岩様の互層をなしている。中央火口丘の東側は一部爆裂で欠如し、又西側には火口湖お釜が出来ている。

**有史活動** 有史活動の最も古い記録は 884 年であり、以後 1898 年までに大小の爆発、鳴動及び火口湖お釜の沸騰などが 30 回以上も起つている。これらの活動はいずれも中央火口丘五色岳附近で起つたものである。特に 1624 年の爆発は激しく、火山灰、火山礫等を降らせ、大石を飛散させ、山麓の平野にかなりの被害を及ぼした。1898 年以降 1939 年までは時々お釜が沸騰し、硫黄の混つた泥水を溢出した。以後現在まで山頂一帯での活動はみられないが、熊野岳の東側の崖では硫黄の噴出が続いている。

以上述べた蔵王火山の地質図を第 1 図に示した。

### 3. 顕 微 鏡 観 察

蔵王火山を構成する火山岩は殆んどすべて (80% 以上) がカルク・アルカリ岩系安山岩類であり、ソレーアイト岩系安山岩の分布は少い。またカルク・アルカリ岩系安山岩中には稀に同源捕獲岩が含まれていることがあり、それらは同岩系安山岩と玄武岩である。次にソレーアイト岩系安山岩とカルク・アルカリ岩系安山岩及び玄武岩 (同源捕獲岩) の顕微鏡観察について記述する。

**ソレーアイト岩系安山岩** ソレーアイト岩系安山岩は蔵王火山熊野岳一帯に分布する地獄沢、冷水、熊野下部熔岩と呼ばれるものである。肉眼的には通常青灰色を呈し、緻密堅硬であるが多孔質の部分もある。斑晶として多量の斜長石と少量の輝石が認められる。

鏡下に於いて観察すると、斑晶としては斜長石、普通輝石、紫蘇輝石及び磁鉄鉱が認められ、橄欖石は地獄沢熔岩にのみ少量存在している。石基は細粒～中粒完晶質であり、通常少量のガラスを伴う。石基構成鉱物は斜長石、普通輝石、ビジオン輝石、鉄鉱、クリストバル石、アノーソクレス及び燐灰石である。

斑晶斜長石は柱状～卓状自形を呈し、通常長さ 1mm 以下であるが、時に 3mm にも達する。すべて葉片双晶をなしている。累帯構造は一般に発達しており、特に外縁部で著しく、反覆累帯をなすことが多い。時々多数の斜長石と少数の普通輝石、紫蘇輝石及び磁鉄鉱から成る集斑晶が観察される。包有物として普通輝石と磁鉄鉱が見られる。又多量の塵状物質 (ガラス) を含むことがある。

斑晶橄欖石は径 3mm 以下の半自形結晶として存在、微細な単斜輝石反応縁にとりまかれている。結晶の外縁又は割目に沿つて一部イディングス石化している。

斑晶普通輝石は短柱状～柱状自形又は半自形で、長さ 1.5mm 以下である。(100) を接合面とする双晶が時々認められ、反覆していることもある。累帯構造は結晶の外縁部に於いて発達しているのが時々みられる。包有物は斜長石、紫蘇輝石、磁鉄鉱等である。

斑晶紫蘇輝石は柱状自形～半自形で、普通は長さ 1mm 以下であるが、稀に 1.6mm に及び、微粒の単斜輝石反応縁に包囲されている。一般に弱い多色性を示す。累帯構造は



第 1 表 斑 晶 鉍 物 の 光 学 性 質

	斜 長 石	紫 蘇 輝 石	普 通 輝 石
五 色*	An <sub>78-64</sub>	$\alpha=1.688$ $\gamma=1.703$ Fs <sub>30-32</sub>	$\beta=1.692$ $2V\gamma=50\sim48^\circ$ Wo <sub>41</sub> En <sub>41</sub> Fs <sub>18</sub>
刈 田	$n_1=1.574\sim1.560$ An <sub>89-61</sub>	$2V\alpha=61\sim57^\circ$ Fs <sub>34-39</sub>	$\beta=1.695\sim1.705$ $2V\gamma=50\sim49^\circ$ Wo <sub>42</sub> En <sub>38</sub> Fs <sub>20</sub> -Wo <sub>40</sub> En <sub>32</sub> Fs <sub>28</sub>
賽の碓最上部	$n_1=1.564\sim1.554$ An <sub>68-49</sub>	$2V\alpha=67\sim59^\circ$ Fs <sub>29-36</sub>	n. d.
" 上部	$n_1=1.564\sim1.554$ An <sub>68-49</sub>	$2V\alpha=66\sim65^\circ$ Fs <sub>31-32</sub>	n. d.
" 中部	$n_1=1.575\sim1.558$ An <sub>89-56</sub>	$2V\alpha=61\sim55^\circ$ Fs <sub>34-42</sub>	n. d.
" 下部	$n_1=1.574\sim1.558$ An <sub>88-57</sub>	$2V\alpha=71\sim52^\circ$ Fs <sub>25-48</sub>	$\beta=1.693\sim1.702$ $2V\gamma=49^\circ$ Wo <sub>41</sub> En <sub>40</sub> Fs <sub>19</sub> -Wo <sub>40</sub> En <sub>34</sub> Fs <sub>26</sub>
熊 野 上 部	$n_1=1.568\sim1.555$ An <sub>73-51</sub>	$2V\alpha=57\sim55^\circ$ Fs <sub>39-41</sub>	n. d.
" 下部	$n_1=1.579\sim1.557$ An <sub>98-55</sub>	$2V\alpha=68\sim60^\circ$ Fs <sub>28-35</sub>	$\beta=1.695\sim1.704$ $2V\gamma=49^\circ$ Wo <sub>41</sub> En <sub>40</sub> Fs <sub>19</sub> -Wo <sub>39</sub> En <sub>33</sub> Fs <sub>28</sub>
澄 川	$n_1=1.573\sim1.556$ An <sub>86-52</sub>	$2V\alpha=71\sim52^\circ$ Fs <sub>25-48</sub>	n. d.
地 蔵	$n_1=1.569\sim1.559$ An <sub>78-60</sub>	$2V\alpha=58\sim55^\circ$ Fs <sub>38-41</sub>	$\beta=1.693\sim1.704$ $2V\gamma=49^\circ$ Wo <sub>42</sub> En <sub>39</sub> Fs <sub>19</sub> -Wo <sub>40</sub> En <sub>33</sub> Fs <sub>27</sub>
冷 水	$n_1=1.580\sim1.560$ An <sub>99-61</sub>	$2V\alpha=57\sim55^\circ$ Fs <sub>39-42</sub>	n. d.
横 倉	$n_1=1.573\sim1.554$ An <sub>87-49</sub>	$2V\alpha=55\sim53^\circ$ Fs <sub>42-47</sub>	n. d.

\* 市村<sup>1)</sup>より引用

時に結晶の周縁部に発達していることがある。殊に普通輝石と平行連晶をなし、前者が常に内側にある。包有物としては斜長石、磁鉄鉍が認められる。

斑晶磁鉄鉍は径 0.3mm 以下の粒状結晶として存在する。

**カルク・アルカリ岩系安山岩** 蔵王火山の大部分を構成するカルク・アルカリ岩系安山岩類は初期の噴出物から晩期のものまで非常に類似しており、本質的な差は認められない。肉眼的には、熔岩流は一般に緻密堅硬、灰青色を呈し、多量の斜長石と少量の輝石斑晶が認められる。一方スコリアや火山角礫岩中の礫は多孔質のものが多く、酸化して赤褐色を呈するものもあり、大黒天附近では黒曜岩が発見される。

鏡下で観察すると、斑晶としては斜長石、磁鉄石（五色岳噴出物だけには欠如）。紫蘇

第2表 蔵王火山熔岩

	1	2	3	4	5	6	7
	Vd	Vd	Vd	Vd	Vd	Vc	Vd
SiO <sub>2</sub>	60.64	56.30	57.20	55.31	54.90	55.08	54.84
TiO <sub>2</sub>	0.96	1.08	0.98	1.12	1.18	1.22	1.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.84	17.71	16.76	17.25	17.21	18.48	16.61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.52	2.69	2.91	3.03	2.95	3.91	2.21
FeO	3.10	5.34	5.05	6.07	5.84	5.29	6.42
MnO	0.08	0.11	0.13	0.13	0.12	0.12	0.09
MgO	3.29	3.19	4.30	4.31	4.53	3.11	4.88
CaO	6.29	7.48	7.20	8.89	8.84	8.88	8.67
Na <sub>2</sub> O	2.85	2.44	2.41	2.67	2.72	2.65	2.16
K <sub>2</sub> O	1.00	1.10	1.17	0.88	1.07	0.44	0.81
H <sub>2</sub> O+	0.51	1.35	0.55	0.16	0.36	0.59	1.02
H <sub>2</sub> O-	0.48	0.40	0.56	0.34	0.19	0.78	0.31
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.13	0.13	0.13	0.22	0.14	0.17
Total	99.70	99.32	99.36	100.29	100.13	100.69	99.33
分析者	千葉	"	"	青木	千葉	"	"

1. Olivine bearing hypersthene augite andesite, 蔵王火山, 鳥兜熔岩, 鳥兜山山頂
2. Olivine hypersthene augite andesite, 横倉熔岩, 横倉山南側道路切割
3. Olivine bearing hypersthene augite andesite, 地蔵熔岩, 地蔵山山頂
4. Olivine hypersthene augite andesite, 澄川熔岩, 峨々温泉対岸
5. Hypersthene olivine augite andesite, " , 峨々温泉東側 (岩脈)
6. Augite hypersthene andesite, 熊野下部熔岩, 丸山沢右俣
7. Hypersthene olivine augite andesite, 熊野上部熔岩, 馬の背火口壁
8. Olivine bearing hypersthene augite andesite, 熊野上部熔岩, 熊野岳西崖

輝石, 普通輝石及び磁鉄鉱が認められる。石基は細粒〜中粒, 大体は完晶質であるが, 半晶質のものもあり, スコリアにはガラス質のものがある。又完晶質のものも少量のガラスを伴う。石基構成鉱物は斜長石, 普通輝石, 紫蘇輝石, 鉄鉱, クリソバル石, アノソクレーズ, 燐灰石等であり, 完晶質のものはクリソバル石やアノソクレーズの量が増し, パッチ状の石英が存在するものもある。

斑晶斜長石は柱状〜卓状自形で, 通常 1mm 以下であるが, 時に 3mm に達する。すべて双晶をなし, アルバイト, カールスパット, アルバイト・カールスパット, ベリクリン双晶等が認められる。又結晶縁が丸味を帯びているものもある。累帯構造の発達是一般に顕著であり, 多くは反覆累帯をなす。包有物としては普通輝石, 紫蘇輝石, 磁鉄鉱等が認められる。屢々多量の塵状物質を含み, 又無色のパッチ状ガラスを含むこともある。

斑晶橄欖石は径 2mm 以下の自形〜他形結晶として存在し, 結晶縁又は割目に沿って一部イデイングス石化していることが多い。時々粗粒, 粒状又は柱状の紫蘇輝石反応縁によつて包まれている。稀にピコタイトを含有する。

斑晶普通輝石は短柱状自形で, 普通 1mm 以下であるが, 稀に 4mm に達するものもある。大黒天及び其の積のスコリア中には長さ 15mm にも及ぶ短柱状〜長柱状自形結晶が発見され<sup>2)</sup>, その化学組成は, 大黒天のものは短柱状結晶では  $Wo_{37.4} En_{41.8} Fs_{20.8}$

## の 化 学 組 成

8	9	10	11	12	13	14	15
Vd	Vd	IIId	Vd	Vd	IIc	IIc	Vc
59.12	58.44	52.40	58.13	57.38	49.15	51.45	60.74
1.02	0.98	1.20	0.95	1.25	1.07	0.97	0.71
17.49	16.93	19.14	15.96	16.49	20.09	17.67	16.04
2.11	2.18	1.42	3.72	1.43	3.82	2.52	2.47
4.44	5.02	6.52	4.00	6.99	6.05	7.65	5.35
0.08	0.11	0.12	0.14	0.05	0.14	0.15	0.14
4.22	3.80	6.24	3.91	4.27	3.61	5.30	3.28
6.35	6.36	8.04	7.20	7.81	10.57	9.76	6.67
2.63	2.64	1.93	2.72	2.52	2.21	2.19	2.50
1.44	1.24	0.74	1.31	0.99	0.38	0.87	1.00
0.79	0.99	1.42	0.95	0.45	1.75	0.75	0.62
0.63	0.60	0.98	0.55	0.08	1.48	0.48	0.45
0.13	0.19	0.14	0.10	0.14	0.15	0.10	0.12
100.45	99.48	100.29	99.64	99.85	100.47	99.86	100.09
〃	〃	〃	青 木	千 葉	青 木	〃	〃

9. Olivine bearing hypersthene augite andesite, 下部賽の礫熔岩, 賽の礫東 1 km  
 10. Olivine basalt, No. 9 の同源捕獲岩  
 11. Olivine augite hypersthene andesite, 刈田熔岩, 刈田岳山頂  
 12. Augite hypersthene andesite, 五色噴出物, 五色岳  
 13. Hypersthene olivine basalt, 南蔵王火山, 南屏風岳山頂  
 14. Hypersthene olivine basalt, 〃, 不忘山南東 0.3 km  
 15. Olivine augite hypersthene andesite, 〃, 杉ヶ峯山頂

長柱状結晶では  $Wo_{39.1}En_{43.4}Fs_{17.5}$  である(この詳細については別の機会に報告する)。(100) を接合面とする双晶が時々みられ, 反覆双晶をなすものもある。累帯構造は結晶外縁部に於いて少々著しく発達しているものがある。包有物として斜長石, 磁鉄鉱, 紫蘇輝石等が認められる。

斑晶紫蘇輝石は通常柱状自形, 長さ 2mm 以下の結晶である。賽の礫のスコリア中には 20mm にも達する長柱状自形結晶が発見される<sup>2)</sup>。屢々普通輝石と平行連晶をなし, 常に後者が外側にあつて, 前者を完全に取囲んでいることもある。この逆の場合は認められない。普通弱い多色性を示す。包有物として, 斜長石, 磁鉄鉱, 普通輝石が認められる。時々斜長石, 紫蘇輝石, 普通輝石, 橄欖石から成る集斑晶が存在する。

斑晶磁鉄鉱は径 0.5mm 以下の自形〜他形結晶として存在する。

**カルク・アルカリ岩系玄武岩** 蔵王火山熔岩中には時々玄武岩〜安山岩の同源捕獲岩が発見される。大きさは径数 mm〜数 cm である。安山岩捕獲岩は安山岩熔岩と略々同じ性質を示すが少々粗粒である。ここでは賽の礫熔岩中の玄武岩について述べる。

肉眼的には灰色粗粒の岩石で, 少量の斜長石と橄欖石斑晶の点在するのが認められる。鏡下の観察では, 斑晶として斜長石と橄欖石が認められる。石基は粗粒完晶質で, 粗粒玄武岩様の組織を示し, 石基輝石は subophitic form をなす。石基構成鉱物は斜長石,



普通輝石、紫蘇輝石、鉄鈦、クリストバル石、アノーソクレス、燐灰石等であり、極く少量のガラスを伴う。

斑晶斜長石は 2mm 以下の柱状自形結晶を呈し、常に聚片双晶をなす。累帯構造は結晶中心部ではあまり、発達していないが、外縁部では顕著であり、最外縁部では急激に Ab 分を増す。包有物として塵状物質と微粒の輝石が認められ、これらは大型結晶の外縁部に、輪廓に沿って帯状に配列し、更に最外縁部を新鮮な結晶が取囲んでいる。又小型結晶では、中心部に多数包まれ、その周囲を新鮮な結晶が包んでいる。

斑晶橄欖石は径 2mm 以下の自形結晶で、部分的に長柱状紫蘇輝石反応縁に包まれ、又結晶内部にも紫蘇輝石が成長している。時々 (011) を接合面とする双晶が認められる。結晶縁が極く僅かイデイングス石化していることがある。包有物としてかなりの量のピコタイトが認められる。

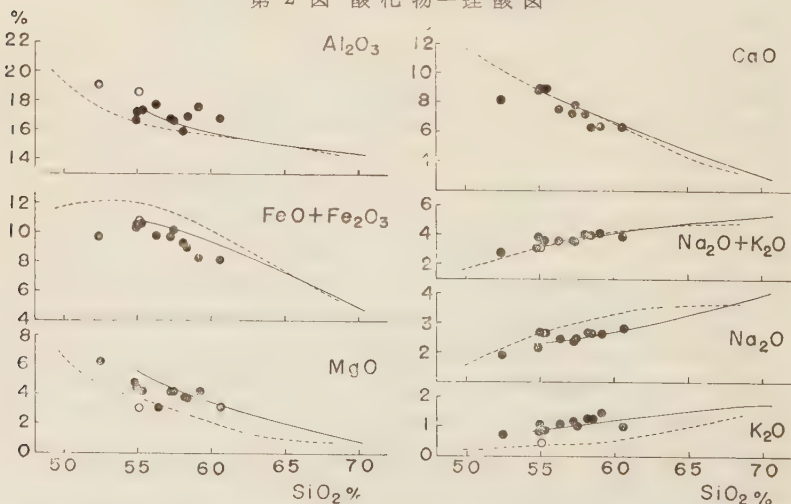
以上述べた熔岩類の斜長石と輝石の光学性質を第 1 表に示した。

#### 4. 化 学 組 成

蔵王火山の代表的な熔岩 8 個、同源捕獲岩 1 個、竜山火山の熔岩 1 個、計 10 個の化学分析を行った。その結果を、蔵王火山及び南蔵王火山の既発表分析値<sup>3)</sup>と共に第 2 表に噴出順序に示した。

蔵王火山を構成する熔岩類の  $\text{SiO}_2\%$  は 54.9~59.1 であり、吾妻、安達太良、磐梯、焼山、八甲田火山等と同じ  $\text{SiO}_2$  成分範囲を示し、南蔵王火山に分布する様な  $\text{SiO}_2 50\%$  前後の玄武岩類は全く認められない。同源捕獲岩の玄武岩の  $\text{SiO}_2$  は 52.4% で、今迄化学分析された那須火山帯カルク・アルカリ岩系火山岩中で最も基性である。

第 2 図 酸化物一珪酸図



黒丸：カルク・アルカリ岩系  
白丸：ソレーアイト岩系

実線：那須火山帯北帯カルク・アルカリ岩系平均変化曲線  
点線：ソレーアイト岩系平均変化曲線

次にこれらの分析値を酸化物一珪酸図に点示し、那須火山帯北帯（那須岳以北、八甲田山まで）のカルク・アルカリ岩系とソレーアイト岩系火山岩の平均変化曲線と比較した（第2図）。蔵王火山カルク・アルカリ岩系火山岩と那須火山帯北帯同岩系変化曲線とを比較すると、殆んど変化曲線上に落ちてくるが、平均よりも稍々  $\text{Al}_2\text{O}_3$  が多く、 $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  及び  $\text{CaO}$  が少い。しかし、本質的な差は全く認められない。一方同火山のソレーアイト岩系安山岩も那須火山帯の平均曲線上に点示され、同一傾向を示す。

## 5. 蔵王火山の特性

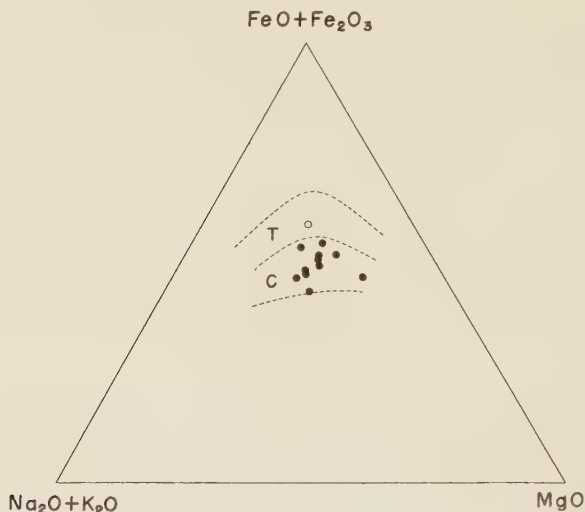
東北地方の脊稜山脈と並行して那須火山帯に属する多数の火山が配列している。これらの火山の地質や岩石学的性質の詳細は最近になって判明した。同火山帯に属する火山はソレーアイト岩系玄武岩—石英安山岩と、カルク・アルカリ岩系安山岩—流紋岩とから構成されているが、主にカルク・アルカリ岩系から成る火山と、主にソレーアイト岩系から成る火山の2つの型に分けられる<sup>3)</sup>。

蔵王火山は主としてカルク・アルカリ岩系火山岩によつて構成される代表的なものである。一方南接する南蔵王火山の杉ヶ峯、屏風岳、南屏風岳、不忘山等はソレーアイト岩系玄武岩—安山岩からなり、非常に対照的である。この様な関係は八幡平、焼山、森吉火山群（北列）や岩手、駒ヶ岳、荷葉岳火山群（南列）に於いても認められる<sup>4)</sup>。そして蔵王火山は同火山の南方 50km にある吾妻、安達太良、磐梯火山群の岩石と良く似ている。

那須火山帯の火山岩は  $\text{MgO}-\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  三角図に点示すると、その特徴を最も良く表わすことが出来る。第3図に蔵王火山の化学組成を点示し、比較の爲、那須火山帯北帯ソレーアイト岩系とカルク・アルカリ岩系の分布区域を示した。蔵王火山のカルク・アルカリ岩系及びソレーアイト岩系は那須火山帯北帯の両岩系の分布区域内に点示されカルク・アルカリ岩系とソレーアイト岩系の間には明瞭な差が認められる。

那須火山帯北帯の主にカルク・アルカリ岩系から成る火山では、大量のカルク・アルカリ岩系火山岩が噴出する時、これに伴つて少量のソレーアイト岩系火山岩が噴出することがあり、吾妻、栗駒、焼山、八幡平等では  $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$  が少く、 $\text{K}_2\text{O}$  が多いことによつて特徴づけられる。しかし蔵王火山のソレーアイト岩系安山岩は大量のカルク・アルカリ岩系安山岩に伴つて噴出したにも拘らず、 $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$  が多くて、 $\text{K}_2\text{O}$  が少く、八幡平火山帯のものと類似し<sup>4)</sup>、那須火山帯の典型的なソレーアイト岩系の性質を示している。

蔵王火山熔岩は時々カルク・アルカリ岩系玄武岩—基性安山岩の同源捕獲岩を含んでいる。捕獲岩は同火山の岩石中最も基性で、又微晶石斑品はピコタイトを包有している。久野<sup>5)</sup> は紫蘇輝石質岩系の微晶石斑品はピコタイトを含むが、他方ビジオン輝石質岩系のもはそれを含まず、両岩系の岩石的性質から紫蘇輝石質岩系はソレーアイトマグマの混成作用によつて生成されたものとしている。又那須火山帯ソレーアイト岩系微晶石もピコタイトを包有していない。この同源捕獲岩は蔵王火山中最も  $\text{SiO}_2$  に乏しく、 $\text{MgO}$  に富み、斜長石斑品は塵状物質を含んでいること等から、ソレーアイトマグマが花崗岩質岩類を同化して生じた混成玄武岩マグマの早期を示すものと推定される。

第3図  $\text{MgO}-\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  図

黒丸：カルク・アルカリ岩系　白丸：ソレーアイト岩系

T：那須火山帯北帯ソレーアイト岩系分布区域

C：那須火山帯北帯カルク・アルカリ岩系分布区域

### 引 用 文 献

- 1) Ichimura, T., Geological investigations on the Zao volcanoes. I, Bull. Earthq. Res. Inst., **29**, 327~339, 1951; IV, Bull. Earthq. Res. Inst., **35**, 573~593, 1957; V, Bull. Earthq. Res. Inst., **38**, 255~290, 1960.
- 2) Ichimura, T. and Minato, H., Augite and hypersthene crystals from the Zao volcano, Bull. Earthq. Res. Inst., **29**, 341~348, 1951.
- 3) Kawano, Y., Yagi, K. and Aoki, K., Petrography and petrochemistry of the volcanic rocks of Quaternary volcanoes of northeastern Japan, Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III, **7**, 1~46, 1961.
- 4) Kawano, Y. and Aoki, K., Petrology of Hachimantai and surrounding volcanoes, Japan, Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III, **6**, 409~429, 1960.
- 5) Kuno, H., Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas, Japan, Bull. Geol. Soc. Am., **61**, 957~1020, 1950.



## 筑豊中部地域の夾炭層に伴う耐火粘土の産状と性質

Occurrences and mineralogical properties of refractory  
clay associated with coal bed in middle area  
of Chikuho, Fukuoka Prefecture

星 野 義 昭 (Yoshiaki Hoshino)\*

## 1. 緒 言

筑豊粘土が耐火物原料として使用されるようになってから既に 20 年を経過し、最近次第に使用量が増加してきた。一般に筑豊粘土と呼ばれているものは筑豊炭田の夾炭層に伴う耐火粘土であつて、所謂ボタンシヤモット用原鉱となるボタを除いた、生粘土である。

筑豊粘土は粘性、可塑性に乏しく、又焼結性を欠く等の欠点を有する為従来殆んど利用されていなかったが、研究の結果これらを漸次克服、最近本社工場だけでも 1 カ月 1500 屯を使用している。

当地方の地質及び石炭鉱床に関しては多くの研究が発表されている<sup>1)</sup>が、粘土鉱床に関する組織的な調査研究は意外に少なく、僅かに村岡誠氏の調査報告を見るに過ぎず、特に粘土鉱物の研究は未だ発表されていない。

以下に筑豊粘土の産状と鉱物学的性質を述べよう。

## 2. 地 質 概 説

当地域は花崗岩、古生層等を基盤とし、これらを不整合に蔽う古第 3 紀始新世の地層から成る。この第 3 紀層の層序は下から大焼層、三尺五尺層、竹谷層、上石層、出山層、遠賀層、山麓層、坂水層及び脇田層である。

大焼層は砂岩及び頁岩の互層から成り、層厚 80~340m、南部ではよく発達するが、北に進むに従つて薄くなり、直方市以北では尖滅する。地層の走向は一般に NS ないし N30°W、傾斜 10~20°E である。

砂岩は一般に灰色ないし暗灰色細粒で、地表に近い部分は風化して黄褐色を呈する事が多く、頁岩は灰緑色、灰青色、灰褐色等で、時に赤紫色を示す事もある。

この大焼層中の炭層は下から五尺四尺、砂界、新五尺、天井ナシ、芳ノ谷、底三尺と呼ばれる。これら炭層を含む地層の厚さは略々 1.5~4.0m である。

耐火粘土の一部はこの更に上位の三尺五尺層からも産するがこれは耐火度が低く現在は採行されていない。従つて粘土の産地は大焼層のよく発達する直方市以南の地域に限られる。粘土は炭層の上下盤及び炭層中の挟みとして産し、炭層名をそのまゝ粘土の名称として用いる。粘土は主として芳ノ谷及び底三尺炭層で、一部は新五尺及び天井ナシ炭層にも伴う。

\* 黒崎窯業株式会社

現在稼行中の粘土はこれらの炭層の露頭部で、風化した石炭層（ホヤ）と互層して発達し、第3紀層の一般走向傾斜と同じく、走向南北乃至  $N30^{\circ}W$ 、傾斜  $10^{\circ}\sim 20^{\circ}E$  である。底三尺炭層中の粘土層には層厚  $5\sim 50\text{cm}$  のものが  $5\sim 11$  層あり、層厚合計  $1.6\sim 2.5\text{m}$  に達する。多くは褐色乃至黒褐色を呈し層理が発達し細かい炭質物を含み片状に剝離し易い。底三尺炭層の最上部には厚さ  $0.5\text{m}$  の灰色乃至灰白色粘土層があり又中央より稍々下部にザラメ粘土と呼ぶ淡褐色で白色小斑点を有する粘土層がある。

芳ノ谷炭層中の粘土層は層厚  $10\sim 50\text{cm}$  のものが  $3\sim 6$  層あり、層厚合計  $1.0\sim 2.0\text{m}$  に達する。普通最上部に厚さ  $0.5\text{m}$  の灰色乃至灰白色粘土層があり、その下位に厚さ  $0.1\sim 0.5\text{m}$  の淡褐色乃至褐色の粘土層が石炭層と互層して  $2\sim 5$  層存在している。

天井ナシ及び新五尺炭層に伴う粘土層には稼行中のものなく、露出も悪いので炭層との関係が明らかでない。上部に厚さ  $0.5\text{m}$  の灰色乃至灰白色粘土層があり、その下位に褐色粘土層があるものと考えられる。

第1図 筑豊粘土分布図



### 3. 粘土の産地と産状

(a) 目尾地区 目尾地区では加茂及び吉北の2カ所で、底三尺炭層及び芳ノ谷炭層に伴う粘土を採掘している。

底三尺炭層は炭層も粘土層も共によく発達している。粘土層は走向  $NS$ 、傾斜  $20^{\circ}E$ 、厚さ  $5\sim 50\text{cm}$  のもの  $11$  層あり全体の層厚は約  $1.7\text{m}$  に達する（第2図A）。

芳ノ谷炭層では炭層が殆んど発達せず、僅かに粘土層の境界部に薄く炭質頁岩を挟むに過ぎない。粘土層は走向  $NS$ 、傾斜  $10^{\circ}E$  で厚さは約  $1.0\text{m}$  である（第2図C）。

(b) 御恵地区 この地では御徳権現堂で底三尺炭層及び芳ノ谷炭層、木浦岐で天井ナシ、下勢田で新五尺炭層に伴う粘土を採掘している。底三尺炭層は上図の様に目尾地区と同様な発達をなし、走向  $N15^{\circ}W$ 、傾斜  $25^{\circ}E$  である。

芳ノ谷炭層は走向  $N10^{\circ}W$ 、傾斜  $20^{\circ}E$ 、炭層は5層（ $85\text{cm}$ ）、粘土層は5層（ $1.0\text{m}$ ）である。炭層の上位は凝灰質砂岩に直接接し灰色粘土層が発達しない。

木浦岐の天井ナシ炭層では粘土と炭層との関係が明瞭でなく粘土層は略々  $NS$ 、傾斜  $15^{\circ}E$ 、上部は厚さ  $0.5\text{m}$  の灰色粘土、下部は厚さ  $1.0\text{m}$  の褐色粘土層で炭質物を含んでいる（第2図E）。

下勢田の新五尺炭層では炭層と粘土層の関係が明瞭でなく、粘土層は走向  $N10^{\circ}W$ 、傾斜  $10^{\circ}E$ 、上部は厚さ  $0.5\text{m}$  の灰色粘土、下部は厚さ  $1.0\text{m}$  の炭質物を含む褐色粘土である（第2図G）。

(c) **相田地区** 当地区でも底三尺炭層及び芳ノ谷炭層に伴う粘度を採掘している。底三尺炭層では目尾、御徳地区より炭層粘土層の数が少ない。ここでは走向  $N10^{\circ}W$ , 傾斜  $15^{\circ}E$ , 炭層は4層 (70cm), 粘土層は6層 (1.6m) である (第2図B)。

芳ノ谷炭層では走向  $N10^{\circ}W$ , 傾斜  $25^{\circ}E$ , 炭層は4層 (0.5m), 粘土層は6層 (1.6m) である。ここでは炭層上盤の灰色及び褐色粘土層がよく発達している (第2図D)。

(d) **新多地区** こゝでは底三尺炭層に伴う粘土層を採掘している。粘土層は殆んど水平で僅かに東に傾いている。炭層は3層 (0.7m), 粘土層は5層 (2.6m) である。炭層の上盤で炭層と灰色粘土層との間に発達する暗灰色粘土は硬質粘土で他地区の底三尺炭層中には見られないものである (第2図F)。

(e) **太郎丸地区** こゝでは芳ノ谷炭層に伴う粘土層を採掘している。粘土層は殆んど水平に近く、厚さは約 1.5m である (第2図H)。

(f) **福吉及び神崎地区** こゝでは何れも芳ノ谷炭層に伴う粘土を採掘している。厚さ約 2m の粘土層の下部に炭質物を含む部分が僅かに見られる。

#### 4. 粘土の鉱物学的性質

(a) **外觀** 粘土の外觀はその産出する炭層によつて異なる。底三尺炭層に伴う粘土はボタの地表風化によつて粘土化したものと考えられ、一般に褐色乃至栗色を呈し、層理が発達するため片状に剝理し易く、又層理に沿つて細かい炭質物を含んでいる。粘性、可塑性を欠くため乾燥すると容易に粉末状になる。炭層の上盤には灰色粘土があり、中央より稍々下部にザラメ粘土と呼ぶ白色小斑点を有する淡褐色粘土がある。御徳では下盤にも灰白粘土層が見られる。

芳ノ谷炭層の上盤に発達する粘土は灰色及び褐色を呈し堆積粘土と思われる粘土である。炭層と互層する部分は底三尺炭層中の粘土と同様である。御徳の下盤に発達する灰色粘土は他の地区ではこれを欠く事もある。

天井ナ、新五尺炭層に伴う粘土は灰色及び褐色を呈し、頁岩及び炭質頁岩の地表風化により粘土化したものと考えられる。

(b) **顕微鏡下の構造** これらの粘土を顕微鏡下で観察すると、微細な粘土鉱物とその間に散在する石英及び長石から成る。石英は一般に径 0.2mm 以下の破片状を呈し、神崎粘土では径 0.05mm 以下の細粒となる。長石 (ほとんど正長石であるが時に斜長石を含む) は石英と同じ大きさであるが、風化分解して汚染される場合が多い。粘土鉱物は大きさ 0.01mm 以下の微細な鱗片状をなし、おおそらくカオリンと思われる。底三尺炭層中の粘土は一般に炭質物を多く含むので、鏡下でもこれが認められるが、芳ノ谷炭層中の粘土には一般に乏しい。ザラメ粘土は粗粒の石英、長石及びパーミキュライト様構造を示すカオリンを含み、これらは何れも径 0.5mm に達することがある。長石は殆んど正長石で風化分解している (第3図)。

(c) **化学組成** 上記各種の粘土の化学分析の結果を示すと第1表の様である。次に芳ノ谷炭層中の粘土について各層別に採取した粘土の化学分析結果を示すと第2表の様で何れも近似している。

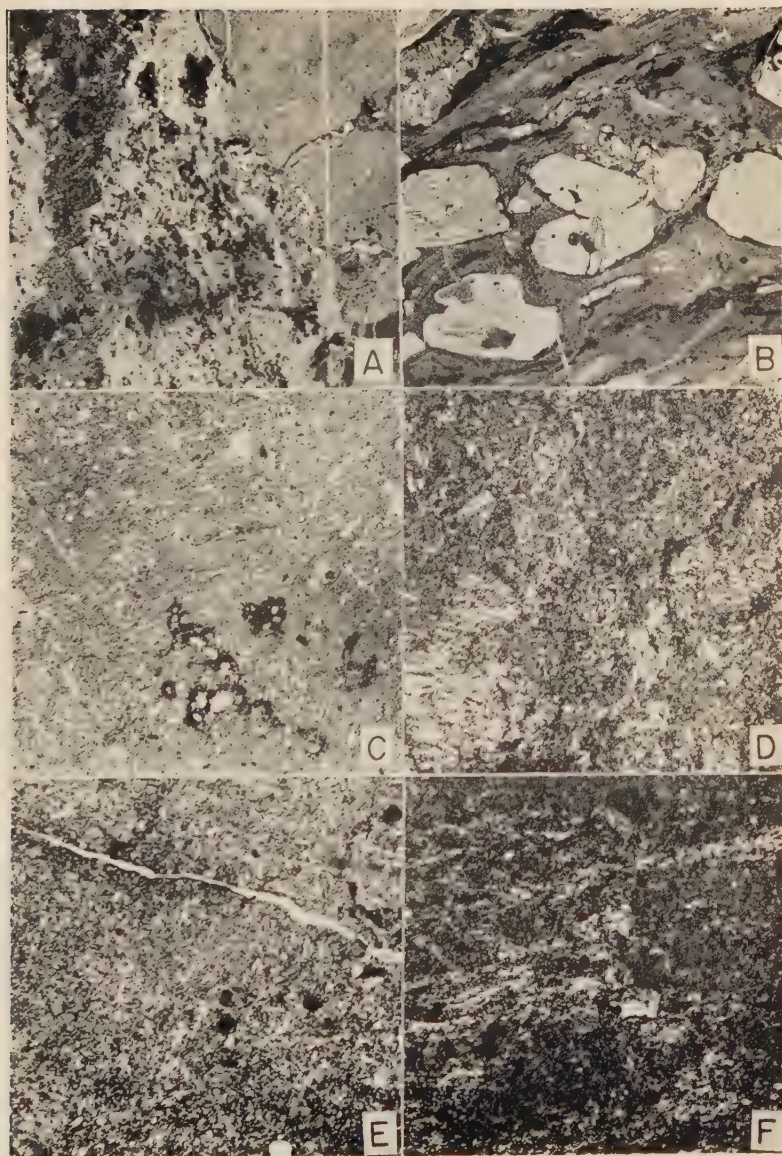
これらの結果より炭層の上盤及び下盤に伴う灰色乃至褐色の粘土と、また炭層と互層する褐色乃至黒褐色の粘土は何れも、化学組成が近似している。

## 第 2 圖





第 3 図



A : 目尾(底3尺)粘土 開放ニコル×50    B : 権現堂ザラメ(底3尺)粘土開放ニコル×50  
 C : " (芳ノ谷) " "    D : 太郎丸(芳ノ谷) " 十字ニコル "  
 E : 福吉( " ) " "    F : 木浦岐(天井ナシ) " " "

第 1 表

	目 尾 (底三尺)	下勢田 (新五尺)	太郎丸 (芳ノ谷)	神 崎 (芳ノ谷)	権現堂 (芳ノ谷)	木浦岐 (天井ナシ)
SiO <sub>2</sub>	50.08	51.86	50.74	53.74	54.48	57.50
TiO <sub>2</sub>	1.31	1.44	1.24	1.21	1.89	1.15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.86	30.75	30.15	27.32	27.61	27.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.51	2.05	3.77	2.59	3.34	1.83
MnO	tr	tr	tr	tr	tr	tr
CaO	tr	tr	tr	tr	tr	tr
MgO	0.40	0.43	0.48	0.50	0.50	0.43
Na <sub>2</sub> O	0.58	0.56	0.76	0.54	0.50	0.98
K <sub>2</sub> O	0.58	0.66	0.66	0.74	0.54	1.58
Ig. loss	12.88	12.38	12.21	13.01	11.22	9.18
Total	100.20	100.13	100.01	99.65	100.08	99.95

第 2 表

	目尾(芳ノ谷) 上 部	目尾(芳ノ谷) 中 部	目尾(芳ノ谷) 下 部	福吉(芳ノ谷) 上 部	福吉(芳ノ谷) 下 部
SiO <sub>2</sub>	59.24	58.60	54.96	55.64	57.28
TiO <sub>2</sub>	1.57	1.37	1.63	1.24	1.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.85	26.57	26.91	26.40	26.34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.70	2.26	2.42	5.28	3.78
MnO	tr	tr	tr	tr	tr
CaO	tr	tr	0.30	tr	tr
MgO	0.36	0.40	0.36	0.50	0.43
Na <sub>2</sub> O	0.38	0.66	0.14	0.50	0.28
K <sub>2</sub> O	0.62	1.12	0.25	0.46	0.94
Ig. loss	9.74	9.20	13.12	10.28	9.44
Total	100.46	100.18	100.09	100.30	99.73

終りに臨み、本文を御校閲下され、且つ有益な御教示をいただいた大森啓一教授に深謝の意を表する。

### 引 用 文 献

- 1) 松下久道, 九州北部炭田の地質, 九州鋳山学会誌特別号, 1949.
- 2) 村岡 誠, 筑豊粘土及びボタ調査概報, 地質調査所月報, **2**, 29~36, 1951.
- 3) 村岡 誠, 筑豊粘土及びボタ調査報告, 地質調査所月報, **3**, 1~14, 1952.
- 4) 村岡 誠, 本邦の耐火粘土について, 地質調査所報告, **145**, 1952.
- 5) 大島敬義, 本邦の耐火粘土鋳床, 窯業原料, (3) 75~78, 1949.

## 珪線石, 紅柱石, 藍晶石及びダイアスポアの赤外線吸収

Infrared absorption spectra of sillimanite,  
andalusite, kyanite and diaspore

大 森 啓 一 (Keiichi Omori)\*

## 1. 序 言

無水岩土珪酸塩鉱物のうち,  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  族鉱物は珪線石, 紅柱石及び藍晶石として結晶し, これら同質多像の相互関係については, 結晶構造の立場から, 或は生成条件の見地から, 数多くの研究が発表されている。筆者も曩に福島県甲森のペグマタイト産紅柱石について述べた際に, これら三鉱物の相互関係を論及した<sup>1)</sup>。

既に述べた様に, 珪線石, 紅柱石及び藍晶石の相違は  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  の化学式中, 1 個の Al イオンの配位数が何れも 6 で等しく, 即ち 6 個の酸素イオンで同様にとりまかれているに對し, 他の 1 個の Al イオンの配位数が上記鉱物順に 4, 5 及び 6 と異なることに基づくものである。従つてこれら三鉱物の化学式は順次  $\text{Al}^{[6]} \text{Al}^{[4]} [\text{O}|\text{SiO}_4]$ ,  $\text{Al}^{[6]} \text{Al}^{[5]} [\text{O}|\text{SiO}_4]$  及び  $\text{Al}^{[6]} \text{Al}^{[6]} [\text{O}|\text{SiO}_4]$  で示される。ここに Si イオンは何れも 4 個の酸素イオンでとりまかれている。

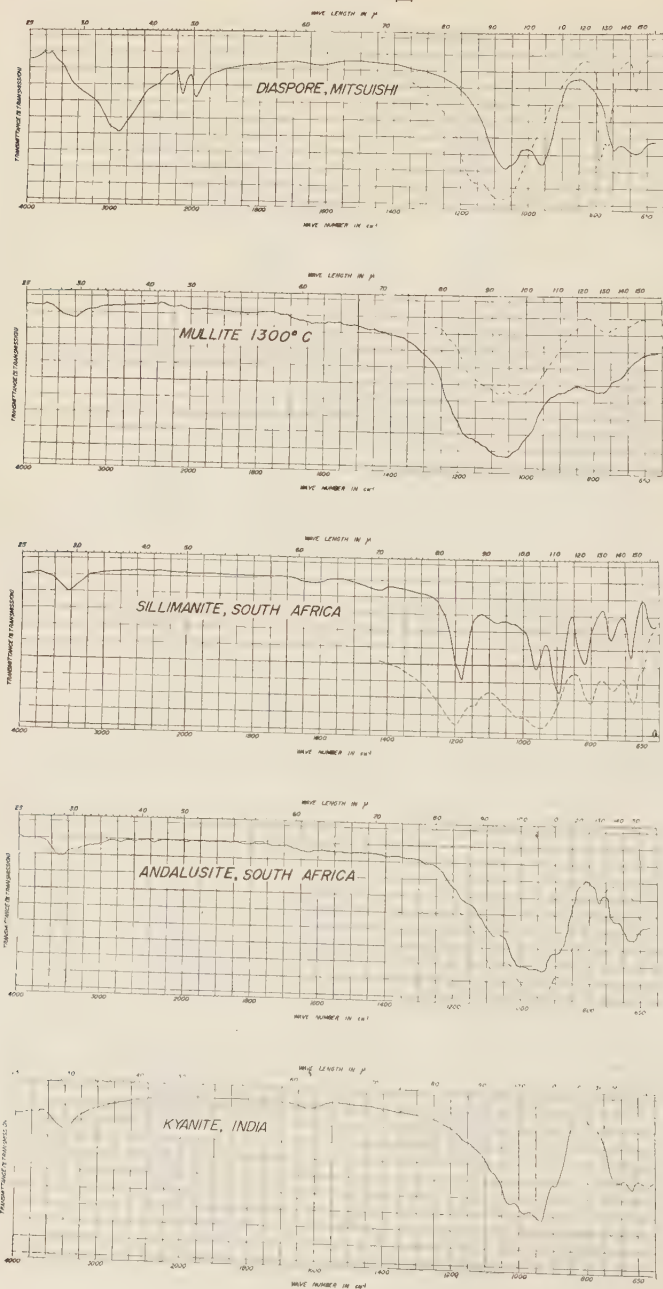
本報ではこれら三鉱物の赤外線曲線の違いを述べ, ムライト及びダイアスポアと比較しよう。

第 1 表

Diaspore Mitsuishi	Mullite 1300°C	Sillimanite South Africa	Andalusite South Africa	Kyanite India
d(A) I/I <sub>0</sub>	d(A) I/I <sub>0</sub>	d(A) I/I <sub>0</sub>	d(A) I/I <sub>0</sub>	d(A) I/I <sub>0</sub>
4.741 60	5.372 35	5.362 25	5.547 100	3.765 4
3.987 100	4.250 25	3.418 98	4.526 55	3.692 4
3.219 5	3.414 67	3.369 100	3.919 15	3.349 100
2.556 35	3.370 85	2.677 30	3.523 50	3.193 4
2.357 30	3.326 100	2.540 8	3.491 25	2.943 3
2.317 40	1.876 25	2.418 15	3.349 25	2.701 3
2.132 35	2.691 35	2.200 10	2.771 75	2.514 10
2.079 70	2.543 50	2.111 20	2.493 12	2.352 2
1.711 10	2.287 17	1.896 6	2.467 23	1.963 10
1.633 35	2.201 50	1.707 8	2.380 10	1.936 4
1.608 15	2.118 17	1.681 10	2.269 12	1.765 3
1.480 20	1.838 10	1.597 4	2.253 15	1.506 2
1.422 8	1.701 17	1.519 10	2.169 30	1.477 2
1.375 25	1.523 35	1.395 5	1.386 40	1.376 4
	1.441 17		1.384 15	
	1.423 10			

\* 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室

## 第 1 図





## 2. X 線 実 験

実験試料中には紅柱石の様に二次的の雲母鉱物と共生する場合があるので、予め Geigerflex で X 線粉末廻折曲線を求め、他の鉱物の混入をさけることにした。このうち最も純度の高い試料を1つずつ選んで、第1表に掲げる。この際の実験条件は次の通りである。X 線源  $\text{FeK}\alpha$  (フィルター Mn), 電圧 30kV, 電流 9mA, scale factor 8, multiplier 1, time constant 4秒, rate 毎分  $1^\circ$ , divergent slit  $1^\circ$ , scatter slit  $1^\circ$ , receiving slit 0.2mm である。これらの結果は既に発表された結果と良く一致している。

## 3. 赤 外 線 吸 収 曲 線

次に同じ試料を用いて赤外線吸収曲線を作成した。実験装置は Perkin-Elmer 21 型複光束自記式赤外線分光器で、実験方法は KBr disk による方法である。この結果を第1図に示す。

ダイアスポア  $\text{Al}^{[6]}\text{O} \cdot \text{OH}$  の赤外線吸収曲線には OH による大きな吸収が  $3.5\mu$  及び  $5\mu$  附近に表われている。次に  $\text{AlO}$  の吸収曲線は  $9\mu$  乃至  $15\mu$  間に見られ、これを石英の吸収曲線<sup>2)</sup>と比較すると、曲線の形がよく類似している。図のうち破線で示したのは石英である。

ムライトの吸収曲線<sup>3)</sup>は破線で示した高温型斜長石の吸収曲線<sup>4)</sup>に類似するに對し、珪線石の吸収曲線は同様破線で示した紅柱石の吸収曲線<sup>2)</sup>に類似している。従つて赤外線吸収曲線により珪線石はムライトから容易に区別することができる。

紅柱石の吸収曲線と藍晶石のそれは互いに類似しているが、何れも珪線石とは著るしく異なる。これら両者は破線で示した榍石の吸収曲線<sup>2)</sup>と傾向が似ている。

即ちダイアスポアは酸化鋁物であるため、石英に似た吸収曲線を示し、ムライトは輝石族或は角閃石族と同様、 $\text{SiO}_4$  四面体が鎖状構造を示すイノ珪酸塩に属するに拘らず、赤外線吸収は高温型斜長石に類似し、網状構造のテクト珪酸塩の性質を示す。

珪線石は  $\text{SiO}_4$  四面体が独立したネソ珪酸塩であるが、赤外線吸収は紅柱石等のサイクロ珪酸塩の性質を示す。このため容易に珪線石をムライトから区別することができる。

紅柱石と藍晶石は同様ネソ珪酸塩の榍石に類似した赤外線吸収を示す。従つて珪線石を紅柱石及び藍晶石と区別することも、赤外線吸収で容易である。

終りに試料の一部を寄贈された品川白煉瓦株式会社技術研究所に謝意を表する。

## 引 用 文 献

- 1) 大森啓一, 福島県田村郡高野村甲森産紅柱石, 岩鉱 **35**, 1~11, 昭26.
- 2) Omori, K., Infrared absorption spectra of some essential minerals. Sci. Rep. Tohoku Uni., (3) **7**, 101~130, 1961.
- 3) 大森啓一, 中島 剛, 磁器素地中のムライト, 岩鉱, **45**, 201~208, 昭36.
- 4) 大森啓一, 長石の赤外線吸収, 岩鉱, **44**, 179~186, 昭35.

# ON SPHERULAR AGGREGATES OF ENSTATITE IN SERPENTINITE FROM KAWAI DISTRICT, KITAKAMI MOUNTAINLAND, JAPAN

Hitoshi ÔNUKI

*Institute of Mineralogy, Petrology and Economic Geology,  
Tohoku University*

**Abstract :** Radially arranged spherules of enstatite are found in serpentinite from Michimata, Kawai district, Kitakami mountainland, northeastern Japan. Four samples of enstatite-bearing and their related rocks are chemically analysed. The optical properties, lattice constants obtained from X-ray powder diffraction data and chemical formula determined from the analysis of this enstatite are as follows :

$$\begin{array}{lll} a=1.658, & \gamma=1.671, & 2V_z=77^\circ. \\ a=18.25\text{\AA}, & b=8.83\text{\AA}, & c=5.19\text{\AA}. \end{array}$$

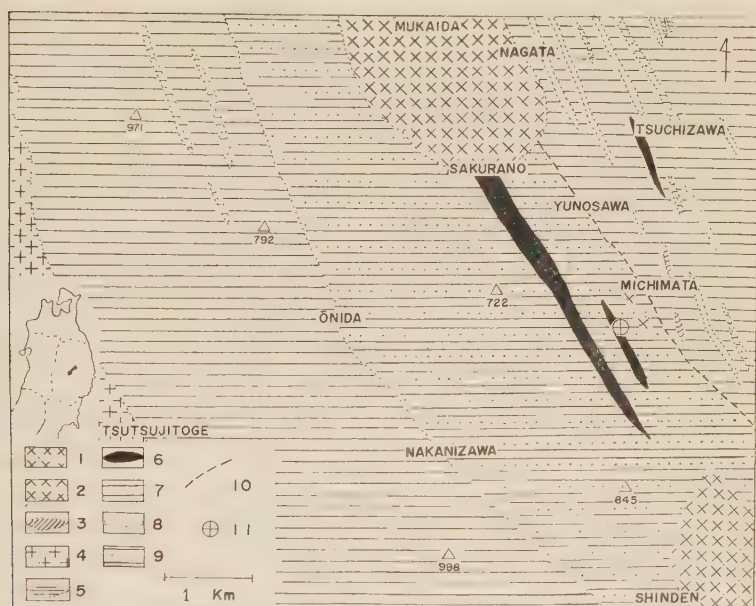
$(\text{Na}_{0.02} \text{Ca}_{0.03} \text{Fe}''_{0.10} \text{Fe}'''_{0.05} \text{Mg}_{1.79} \text{Mn}_{0.01} \text{Al}_{0.02})_{2.02} (\text{Al}_{0.09} \text{Si}_{1.91})_{2.00} \text{O}_{6.00}$   
Some petrogenetic consideration of this mineral is discussed.

## INTRODUCTION

In the Kawai district, central part of the Kitakami mountainland, northeastern Japan, some ultramafic bodies called Hayachine ultramafic complex are intruded along the Hayachine-Goyozan tectonic line. A small ultramafic body which is a member of the Hayachine complex, is exposed about 500m southwest of Michimata. This consists mainly of serpentinite and contains in some parts radially arranged spherular aggregates of enstatite. Though enstatite is one of common minerals in ultramafic rocks, such rosette-like aggregates of enstatite have never been reported. In the present paper description of these enstatite aggregates will be given.

The writer wishes to express his thanks to professor Yoshinori Kawano for his kind guidance, to professor Keiichi Omori for his suggestion of X-ray works, and to professor Kenzo Yagi for critical reading of the manuscript and offering suggestions. Discussions from assistant professor Yoshio Ueda and Dr. Ken-ichiro Aoki are acknowledged. Thanks are due Choji Sato for his kind information on locality of this enstatite aggregates.

Figure 1. Geological map



- 1 : rhyolite    2 : quartz-porphry    3 : diorite    4 : granodiorite  
 (Tono body)    5 : porphyrite    6 : ultramafic and mafic plutonic  
 rocks    7 : slate and sandstone    8 : chert    9 : green rocks  
 (derived from mafic volcanics)    10 : fault    11 : locality of  
 enstatite aggregates

#### OCCURRENCE OF ENSTATITE AGGREGATES

As shown in geological map, ultramafic rocks are concordantly intruded in green rocks derived from mafic volcanics, black slate and cherty rocks (Upper Permian)<sup>1)</sup>.

The ultramafic rocks from Michimata consist of serpentinite, serpentized peridotite and hornblende pyroxenite, associated with saussuritized hornblende pyroxene gabbro and hornblende gabbro.

Enstatite aggregates of porphyroblastic feature are embedded in compact, fine grained matrix of black or deep brown in color. Distribution of these enstatite-bearing rocks are limited to very small area. The marginal parts of the mass are finer grained than

the central portion. Enstatite aggregates usually form balls about 2 cm. to 3 cm. in diameter, but larger or smaller are rather irregular in shape. Without exception enstatite crystals are partly or completely replaced by serpentine mineral, and enstatite aggregates are suffered from intense weathering.

#### PETROGRAPHY OF HOST ROCKS AND THEIR RELATED ROCKS

In this paper the host rocks are briefly described as follows, and the petrology of Hayachine ultramafic complex as a whole will be given in another report.

##### 1) Saussuritized hornblende pyroxene gabbro (Specimen No. K-55)

This rock is dark green in color and has medium grained, nonporphyritic texture. It is mainly composed of clinopyroxene, saussuritized plagioclase and pale green hornblende. Clinopyroxenes are prismatic, subhedral crystals up to 2 mm. in length and partly serpentinized.  $\beta = 1.689 \sim 1.691$ ,  $2V_z = 55^\circ$ ,  $Wo_{46} En_{40} Fs_{14}$ . Plagioclase crystals are completely saussuritized, and altered to fine grained clinozoisite, albite and chlorite. Pale green hornblendes are much less than pyroxenes. Besides, iron ore and chlorite are found.

##### 2) Hornblende pyroxenite (Specimen No. K-50)

This specimen is dark green in color, and has hypidiomorphic granular texture. Main constituents are clinopyroxene and hornblende. Clinopyroxene is subhedral, prismatic crystals up to 5 mm. in length and is partly replaced by pale green hornblende.  $\beta = 1.684 \sim 1.687$ ,  $2V_z = 55^\circ$ ,  $Wo_{46} En_{43} Fs_{11}$ . Hornblende crystals are subhedral to anhedral, ranging 1 mm. to 3 mm. in length. Axial colors are  $X = \text{colorless or very pale brown}$ ,  $Y = Z = \text{pale brown or brown}$ .  $\gamma = 1.668 \sim 1.670$ ,  $2V_x = 71^\circ$ . Small amounts of pale green hornblende are present. Minor constituents are serpentine, carbonate and iron ores.

##### 3) Enstatite-bearing serpentine talc rock (Specimen No. K-71)

This rock is whitish gray in color and is suffered intense steatization after serpentinization. It is mainly composed of talc



and serpentine. Talc is subhedral to anhedral, up to 3 mm. in length.  $\gamma=1.587$ ,  $2V=\text{small}$ . Serpentine crystals are subhedral to anhedral. Enstatite is partly or completely replaced by talc or serpentine.  $\gamma=1.672$ ,  $Fs_6$ . Minor constituents are iron ores.

#### 4) Enstatite serpentinite (Specimen No. K-70)

This specimen has many porphyroblastic radially arranged enstatite aggregates, and its matrix is black in color, compact and fine grained. Serpentine crystals are rounded, fine grained and colorless under microscope.  $\gamma=1.574$ . Enstatite is euhedral to subhedral, up to 6 mm. in length, and forms aggregates less than 1.2 cm. in diameter. They are partly or completely replaced by serpentine. Minor constituents are magnetite including chromite and iron dust. Rarely epidote and talc are present.

Table 1 shows bulk composition of above mentioned four.

Table 1. Chemical composition of enstatite-bearing and their related rocks

	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	46.32	45.10	52.66	41.95
TiO <sub>2</sub>	0.30	0.16	tr.	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.61	8.46	3.83	2.91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.20	3.52	4.17	4.92
FeO	5.48	6.16	2.33	2.04
MnO	0.08	0.07	0.09	0.09
MgO	10.52	13.72	31.37	34.55
CaO	17.21	18.46	0.11	0.42
Na <sub>2</sub> O	0.81	0.27	n.d.	0.03
K <sub>2</sub> O	0.14	0.12	n.d.	0.01
H <sub>2</sub> O(+)	3.34	3.30	4.12	10.37
H <sub>2</sub> O(-)	0.24	0.40	0.95	2.73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	tr.	tr.	tr.
Total	100.27	99.74	99.63	100.04

Analyst, H. Ônuki

1. Saussuritized hornblende pyroxene gabbro (Specimen No. K-55)
2. Hornblende pyroxenite (Specimen No. K-50)
3. Serpentine talc rock (Specimen No. K-71)
4. Enstatite serpentinite (Specimen No. K-70)

#### ENSTATITE

Enstatite in hand specimen and in thin section are shown in

Figure 2. Enstatite aggregate (hand specimen)

×0.8

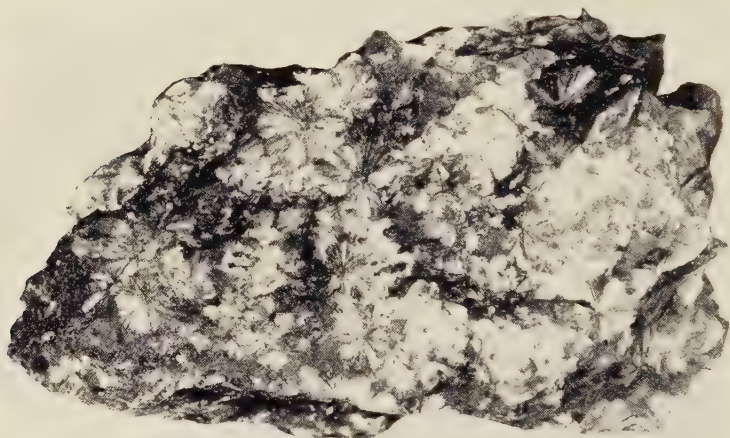


Figure 2, and 3.

In serpentinite many long prismatic enstatite crystals are radially arranged and form spherular aggregates. Microscopically, enstatite crystals are partly or completely replaced by serpentine along cracks, cleavages and margin in the crystals.

The optical properties, X-ray powder diffraction data and chemical composition of the enstatite are given below.

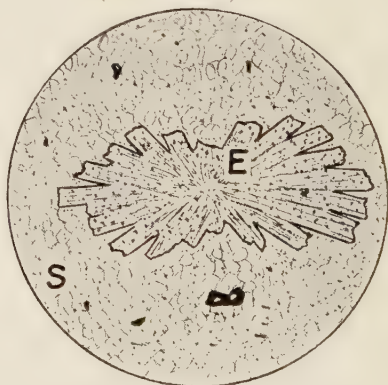
A) Optical properties :  $\alpha=1.658$ ,  $\gamma=1.671$ ,  $\gamma-\alpha=0.013$ ,

$2V_z=77^\circ$ , dispersion  $r>v$ , pleochroism none.

B) X-ray powder diffraction data

X-ray powder diffraction patterns were taken with Geiger-flex using both copper  $K_\alpha$  and iron  $K_\alpha$  radiation. These results

Figure 3. Enstatite aggregate (thin section) ×60



E: enstatite S: serpentine

given in Table 2, agree completely with the data of enstatite.

Lattice constants are obtained as follows: The  $a$  and  $b$  dimensions were measured by the peaks of (12.00) and (060). The length of  $c$  was calculated by the peaks of (921) and (931) as well

Table 2. X-ray powder diffraction data of enstatite

A			hkl	B		
2 $\theta$	d(Å)	I/I <sub>0</sub>		I/I <sub>0</sub>	d(Å)	2 $\theta$
14.0	6.33	3	210			
19.4	4.58	3	400			
20.0	4.44	6	020			
27.0	3.30	7	021			
			420			
28.1	3.18	83	221	100	3.13	36.0
			600			
29.4	3.04	3	321	10	2.94	38.5
30.2	2.96	11	610	72	2.86	39.6
31.0	2.88	100	511			
31.6	2.83	7	421	5	2.70	42.0
33.0	2.71	7	131	12	2.53	45.0
35.3	2.54	15	202			
35.9	2.50	7	430			
			521	12	2.46	46.4
36.3	2.47	11	331	31	2.34	49.0
38.1	2.36	5	800	3	2.27	50.6
39.5	2.28	5	431	7	2.23	51.6
			630			
42.9	2.11	7	531	7	2.09	55.1
43.1	2.10	7	721			
44.0	2.06	5	512			
			820			
44.8	2.02	5	422	10	2.02	57.2
45.6	1.989	10	440	5	1.998	58.0
46.3	1.961	10	631	5	1.952	59.5
			640			
51.1	1.787	13	1010	12	1.783	65.3
52.8	1.734	3	921	7	1.737	67.8
58.1	1.588	5	931	5	1.589	75.1
60.9	1.521	17	1200	22	1.521	79.1
63.1	1.471	8	060	10	1.471	82.2

A) Target: Cu, filter : Ni, voltage : 30KV, current : 10mA, scanning speed : 1/min, chart speed : 2cm/min, scale factor : 8, time constant : 2sec, multiplier : 1, divergence slit : 1, scatter slit : 1, receiving slit : 0.2mm.

B) Target : Fe, filter : Mn, voltage : 30KV, current : 8mA, scanning speed : 2/min, chart speed : 2cm/min, scale factor : 4, time constant : 8sec, multiplier : 1, divergence slit : 4, scatter slit : 1, receiving slit : 0.2mm.

as  $a$  and  $b$  which were already determined. Silicon was used as internal standard. These results are as follows.

$$a = 18.25_2 \text{Å}, \quad b = 8.83_0 \text{Å}, \quad c = 5.19_2 \text{Å}.$$

### C) Chemical composition

Chemical composition of this enstatite are shown under columns a and b in Table 3. The analysed sample under column a was purified by means of Frantz isodynamic separator only, but was not washed by water. The sample under column b, on the other hand, is purified by HCl and  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ <sup>2)</sup> after separation by the isodynamic separator.

In chemical composition under column a, the contents of  $\text{H}_2\text{O}^{(+)}$  is high. It is not primary, but probably related with weathering. Comparatively large amounts of  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  in column a is also related to weathering. Therefore it seems that the value shown under column b gives the original composition of this enstatite.

The atomic ratio calculated from this composition on the anhydrous basis O=6 is shown in Table 3.

Molecular composition of enstatite estimated from the optical properties and lattice constants after Hess,<sup>3)</sup> diagram is compared with that calculated from chemical analysis in Table 4.

Table 3. Chemical composition of enstatite

	Wt. %		Atomic ratio	
	a	b	b	
$\text{SiO}_2$	52.44	55.56	Si	1.913
$\text{TiO}_2$	0.09	0.09	Al	0.087
$\text{Al}_2\text{O}_3$	2.45	2.58		
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2.48	1.86	Ti	0.018
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	0.10	0.10		
$\text{FeO}$	3.15	3.52	$\text{Fe}'''$	0.002
$\text{MnO}$	0.16	0.17	Cr	0.048
$\text{MgO}$	33.13	34.96	$\text{Fe}''$	0.003
$\text{CaO}$	0.79	0.81	Mn	0.101
$\text{Na}_2\text{O}$	0.22	0.24	Mg	0.005
$\text{K}_2\text{O}$	0.02	0.05	Ca	1.791
$\text{H}_2\text{O}^{(+)}$	1.92	0.13	Na	0.030
$\text{H}_2\text{O}^{(-)}$	2.58	0.09	K	0.016
Total	99.53	100.13	O	0.002

Analyst, H. Ônuki



Table 4. Comparison of enstatite composition from each properties

		$\frac{\text{Mg}}{\text{Fe}'' + \text{Fe}''' + \text{Mg} + \text{Mn}} \times 100$
Optical properties	$\gamma = 1.671$	95
	$2V_z = 77^\circ$	93
Lattice constants	$a = 18.25_2 \text{ \AA}$	89
	$b = 8.83_0 \text{ \AA}$	92
	$c = 5.19_2 \text{ \AA}$	91
Chemical analysis	$b$	92

## DISCUSSION

Three main ultramafic bodies of Hayachine, Miyamori, and Tagotsu in the Kitakami mountainland have been studied by many petrologists, but occurrence of such radially arranged enstatite aggregates has never been noticed. J. H. L. Vogt<sup>4)</sup> gave a short description on similar enstatite aggregates from Esjehorman near Naeso in northern Norway. In this case large enstatite aggregates are embedded in matrix composed of small olivine and enstatite grains and the enstatite-bearing rocks are a local facies of peridotite according to Vogt. The matrix of enstatite-bearing rocks under consideration from Michimata is now composed of serpentinite minerals which might have been formed from fine grains of olivine. They are probably more restricted local phenomena than Norwegian example. It is supposed that enstatite aggregates of two localities have the same genetical condition.

Commonly enstatite in ultramafic rocks, if it is crystallized as larger crystals than olivine, does not form such radial aggregate but single isolated crystals. Enstatite aggregates are very rare in ultramafic and other igneous rocks. In this connection it is interest that Dr. Mason<sup>5)</sup> of the American Museum of National History mentioned that these radial aggregates of enstatite have the closest similarity among the terrestrial rocks to the enstatite condule in the stony meteorites. In thier appearance they are very similar to the anthophyllite aggregates in thermal metamorphic rocks

from Tono contact<sup>6)</sup> aureole and Nissho Mine<sup>7)</sup>. It is certain that various rocks to the west of Michimata have suffered from very low grade thermal metamorphism, but this metamorphic grade is supposed not to be high as to produce enstatite. If there were small cupola around there, it could give rise such high grade thermal metamorphism. Judging from the geology of this area, however, this is not the case. There is little evidence that the enstatite-bearing rocks are the xenolith in the ultramafic magma.

Therefore writer is provisionally lead to the conclusion that enstatite aggregates are products at magmatic stage under very special condition, although the possibility of the metamorphic origin can not be completely excluded.

#### REFERENCES

- 1) Onuki, Y., Explanation text of the geological map of Iwate Prefecture, 1: 100000; Part II, 1956.
- 2) Muir, I. D. and Tilley, C. E., Mugarites and their place in alkali rock series; Jour. Geol., **69**, 186~203, 1961.
- 3) Hess, H. H., Orthopyroxenes of the Bushveld type, ion substitutions and changes in unit cell dimensions; Am. Jour. Sci., Bowen vol., 173~187, 1952.
- 4) Vogt, T. H. L., The physical chemistry of the crystallization and magmatic differentiation of igneous rocks. III; Jour. Geol., **29**, 515~539, 1921.
- 5) Mason, B., Oral communication
- 6) Seki, Y., Petrological study of hornfelses in the central part of the median zone of Kitakami mountainland, Iwate Prefecture; Sci. Rep. Saitama Univ., ser. B, **2**, 307~361, 1957.
- 7) Takeuchi, T., Some problems concerning the mineral deposits in Tohoku district; Jublee publication in the commemoration of professor Jun Suzuki, M. J. A. sixtieth birthday, 407~411, 1956.

(摘要) 北上山地川井地域の蛇紋岩中の頑火輝石球状集合体

大 貫 仁

北上山地, 川井地方に分布する超塩基性岩のうち, 道又附近の蛇紋岩の一部に長柱状結晶が放射状に集合して球状をなしている頑火輝石を見出した。此の頑火輝石について母岩の化学組成と共に, 化学組成, X線粉末回折値その他を調べた。又その成因についても少しふれた。

## 鉱物学及び結晶学

**8542, 染色法による炭酸塩鉱物の識別**  
Friedman, G. M.

方解石, アラゴナイト, ドロマイト等を染色法によつて識別する方法は古くから多数試みられている。著者はこれらの諸方法を再検討し, 鉱物類が選択的に染色される方法を提案している。その一つは上記の三鉱物の他マグネサイト, Mg-方解石, 石膏, 硬石膏を識別する法で, alizarine red S 法と Feigl 液 ( $\text{MnSO}_4 + \text{Ag}_2\text{SO}_4$ ) 法を併用したもので, この染色液の液性, 温度を適当に加減して組合せることにより上記諸鉱物を順次識別できることを表示している。又同様に titan yellow, hematoxylin 液を組合せることによつても識別できる。又, ドロマイト, マグネサイトを染色する有機色素約 20 種を見出し表示している。方解石を染色せず, ドロマイト及びマグネサイトのみを染色するためには染色液をアルカリ性に行う必要がある。最後に炭酸塩の個々の染色法, 染色液の説明が加えられている。(Jour. Sed. Petr., **29**, 87 ~97, 1959) [長谷川]

**8543, Pseudobrookite 系の新鉱物 Kennedyite** Knorring, O., Cox, K. G.

南阿南ローデシアの南東部 Mate Hills は Karroo 火山岩類と呼ばれる橄欖石に富む噴出岩, 侵入岩によつて構成されている。このうち橄欖石, 普通輝石, アルカリ長石から成る岩石中に長さ 2mm 程度の板状, 柱状の黒色鉱物がみられる。これは普通の薄片では不透明であるが,

極く薄い部分は濃褐色を呈し, 又反射顕微鏡下では多色性は示さず, 異方性が確められる。Isodynamic separator で試料を精選し, 化学分析を行つたところ,  $\text{TiO}_2$  60.33,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  2.15,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  28.77,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  0.37,  $\text{FeO}$  2.00,  $\text{MnO}$  0.07,  $\text{MgO}$  6.45,  $\text{CaO}$  tr, 計 100.14% の結果が得られ略  $\text{Fe}_2\text{MgTi}_3\text{O}_{10}$  の化学式に相当している。これは pseudobrookite 系  $\text{Fe}_2\text{TiO}_5$ - $\text{Mg}_2\text{TiO}_5$  の中間成分, 即ち  $\text{Fe}_4\text{Ti}_2\text{O}_{10}$  の Fe Fe が Mg Ti で置換された成分に一致している。X線的に  $d$  4.88, 3.485, 2.743 等に強い廻折線がみられ  $a=9.77$ ,  $b=9.95$ ,  $c=3.73 \text{ \AA}$  の格子恒数が得られ pseudobrookite と同一構造をもつことが確められた。鉱物名は英国 Leeds 大学の W. Q. Kennedy 教授に因んで名付けられた。(Min. Mag., **32**, 676~681, 1961)

[長谷川]

**8544, Utah, South Ouray 産の新鉱物 Neighborite** Chao, E. C. T., Evans, H. T. Jr., Skinner, B. J., Milton, C.

Utah, Uintah County, South Ouray の漸新世の Green River formation の白雲岩質油頁岩の中から新鉱物 neighborite,  $\text{NaMgF}_3$  が発見された。これは白雲石と石英に伴なわれ, 桃色の丸味を帯びた 0.1~0.5mm の鉱物であり, ガラス状光沢を示し, 硬度 4.5, 水に不溶である。比重は 3.03, 光学的には非常に弱い複屈折を示し, 屈折率は 1.364, 複雑な双晶をなす。この鉱物は perovskite,  $\text{CaTiO}_3$  と同一構造を有し, 斜方晶系で空間群は  $\text{Pcmn}$ ,  $a=5.363 \text{ \AA}$ ,

b=7.676, c=5.503. (Am. Min., 46, 379~393, 1961) [青木]

**8545, California, Crestmore の aluminian ludwigite** Schaller, W. T., Vlisidis, A. C.

California, Crestmore の石灰岩から得られた。aluminian ludwigite の化学組成は次の通り:  $B_2O_3$  18.15,  $MgO$  40.67,  $FeO$  5.60,  $MnO$  0.02,  $Al_2O_3$  10.97,  $Fe_2O_3$  22.59,  $TiO_2$  1.50,  $SnO_2$  0.24,  $H_2O$ -0.07,  $H_2O$ +0.05, insoluble 0.48, total 100.34%. 比重は 3.64 ほぼ  $Mg_2(Fe^{+3}, Al) BO_3O_2$  の化学式で示される。この鉱物は ludwigite ( $Mg \gg Fe^{+2}$ )-vonsenite ( $Fe^{+2} \gg Mg$ ) 系列の今迄分析されたものでは最も  $Al_2O_3$  が多い。(Am. Min., 46, 335~339, 1961) [青木]

**8546, 酸化角閃石, ケルスータイト, パーケピカイトの 2, 3 の問題** Wilkinson, J. F. G.

酸化角閃石, ケルスータイト及びパーケピカイトの化学組成, 光学性質及び産状について考察している。ケルスータイトは一般に酸化角閃石の変種 (多量の  $TiO_2$  を含む) と考えられているが, しばしば  $Fe_2O_3/FeO$  比が低く, 酸化角閃石とは区別されるべきものである。ケルスータイトとパーケピカイトは端成分パーガサイト鉄パーガサイト系の組成で表わすことができる。ケルスータイトとパーケピカイトは不飽和なアルカリ岩中に産する褐色種の Ca 角閃石であり, 前者よりも後者が  $Fe^{+2}/Mg$  比が高く,  $Mg < 2$  (原子比) である。ケルスータイトは一般に方沸石を含む岩石や露石を含む基性岩に産し (抄録者註: 日本及びその近傍産のものはそうでないものが殆んどである), 一方パーケピカイトは霞石閃長

岩に特徴的に産し, マグマ中に鉄が濃集した比較的揮発成分の低いところに生成される鉄の多い角閃石である。(Am. Min., 46, 340~354, 1961) [青木]  
**8547, チモール島の変成帯における斜長石の組成分布** Waard, de D.

バリスカン造山に属する, 同島 Usu 山地の, 中度 almandine-amphibolite 相に到るまでの結晶片岩類に含まれる斜長石の  $An\%$  を, ユステージで決定して変成度と比較した。一般に  $An\%$  は変成度と共に増大するが, 源岩が塩基性のものと粘土質のものとは, 最大がそれぞれ  $An_{84}$  と  $An_{44}$  であり,  $An_{0-5}$  では両者に頻度の差はないが,  $An_{20-35}$  では後者において,  $An_{35}$  以上では前者において優勢である。一方両者を通じて  $An_{5-20}$  間に著しい欠除が見られ, 変成度は漸移しており Ca の供給源としてのリョクレン石が常に伴っていることから, 説明は困難視されているが, これがいわゆる peristerite 間隙に一致することにはふれられていない。なお  $An_{10\%}$  の等成分線を緑色片岩相の上限に用いることを提唱している。(Am. Jour. Sci., 257, 553~562, 1959) [宇留野]

### 岩石学及び火山学

**8548, 地殻内での熔融** Wyllie, P. J., Tuttle, O. F.

揮発物質が岩石の熔融温度に及ぼす影響から, 地殻内部では部分熔融が容易に起ると推定される。花崗岩や頁岩は水蒸気の下 4000 バールでは  $660^\circ C$  で熔融し始める。もし水が 4wt% の HF を含むとすれば, 花崗岩の熔融温度は  $590^\circ C$  に下がる。1000 バールでは  $CaO-CO_2-H_2O$  系の液相線の最低温度は  $675^\circ C$  であり, 4000 バールでは  $640^\circ C$



である。MgO を加えると 1000 バールでは 625°C まで降下する。30°C/km という値が地向斜での地熱勾配として妥当であるなら、又深度に拘らず一定であるなら、深さ 20km(約5000バールの圧力)で 620°C になる。

多くの地向斜岩石の組成は花崗岩、頁岩、炭酸塩で代表される。実験の結果はこの様な岩石が深さ 20kmの所で部分的に熔融されるだろうという事を示している。熔融の程度岩石の化学組成、特に揮発成分の割合に依つて異なる。出来た液体は組成では花崗岩質又は花崗閃緑岩質であつて、これに色々な条件が加わつて玄武岩質液体となることも可能である。そしてこれらの液体は、常に地殻の厚い地向斜域の、20km 以上の深所に存在すると考えられる。(21st Int. Geol. Cong. Norden, Part 18, 227~235, 1960) [千葉]

#### 8549, New Zealand 北島の安山岩 Clark, R. H.

Tongariro 国立公園一帯の大部分の熔岩は紫蘇輝石を含む安山岩である。これらの再分の問題について議論し、斑晶の組成をもととした分類を行なっている。これらの安山岩の成因を考察するには Taupo, Rotorua 地方の同一系統の火山岩類について観察することが重要である。これらの地方のイグニブライト、流紋岩、玄武岩と問題の安山岩との間には密接な関係がある。大量の酸性岩(2000 立方哩)は玄武岩の分別晶出作用によつて酸性及び中性の岩石が生ずるとは考えられない。地殻の異つた layer の熔融によつて酸性及び基性のマグマが生じた。イグニブライトは特殊な構造地帯でマグマの急激な圧力減少により噴出したものである。安山岩は分別した玄

武岩マグマが加熱されたシアルを同化して生じたもので、多量の輝石と橄欖石を含む基性安山岩は噴火前にマグマ溜り中で、沈んだ鉄苦土鉱物の集積によつて形成されたものである。(21st Int. Cong., part 13, 123~131, 1960) [青木]

#### 8550, 晶出温度指示鉱物としての霞石 Hamilton, D. L.

$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{SiO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  系の霞石固溶体の 772°, 700°, 500°C, 圧力 5,000~15,000 psi 下における範囲を決定した。天然の霞石と共存する長石は、サニディン-アノーソクレース、正長石及びアルバイトとマイクロクリンの 3 グループがあり、霞石の化学組成を上記の平衡図に点示するとその晶出温度を推定することができる。深成岩(霞石閃長岩マグマ)の温度降下によつてマグマと平衡にある霞石は次の 2 つの方法で組成変化が起る。1) Na/K 比の変化, 2) Si/Al 比の変化, Si の Al による置換。後マグマ期では Na と K の原子のみが移動し、これらは霞石の Na : K が 3:1 になる様に随伴する長石中のアルカリ原子で置換されると考えられる。(Jour. Geol., 69, 321~329, 1961) [青木]

#### 8551, Ontario, Haliburton-Bancroft 地帯の含霞石岩 Tilley, C. E., Gittins, J.

Canada, Ontario の Haliburton Country に斑岩の北縁に含霞石岩のベルトがある。この岩石は閃長岩や閃長片麻岩を伴っている。この含霞石岩の成因について Gummer と Burr (1943, 1946) は花崗岩からの Na と Al に富む溶液により霞石化作用(広域変成作用)によつて生じたとしている。著者等はこの地帯の hypersolvus nepheline-syenite, theralite, theralitic cana-

dite の総化学組成と霞石、パーサイト及び単斜輝石の化学分析を行なった。ノルムを Ne-Ks-Or-Ab 図に点示するといづれもこの系の最低熔融点附近に落ち、また鉱物の組成、組合せ及び野外調査からこれらの岩石の成因は交代作用の説を否定し、マグマ起源のものとしている、(Jour. Petrology, 2, 38~48, 1931) [青木]

# 8552, Ontario, Haliburton-Bancroft 地域の霞石化作用 Gittins, J.

Canada, Ontario, Haliburton-Bancroft 地域の含霞石片麻岩の野外調査と化学分析を行なった。この地域には霞石を含む火成岩もある (抄録 8551), この片麻岩には次の2種がある。1) 広域変成を受けた変質 (霞石化) 岩, 2) 広域変成作用を受けた火成岩, Glamorgan と Monmouth township の霞石化したスカルン及び大理石の記述を行ない、特に霞石化作用の岩石化学に注意をそめている。Gummer と Burr はこの片麻岩は花崗岩質マグマの変質作用によつて準片麻岩から生成されたと結論しているが、著者はこれを否定し、原岩に Si, Al, Fe, Na, K 等が変質作用の間に添加されて生成されたものであり、変質をあたえたのは霞石成分を含む様なマグマであり、またこの地域の含霞ベグマタイトは変質起源ではなく火成起源であるとしている。(Jour. Geol., 69, 291~308, 1961) [青木]

# 8553, ロボリスの珪質分化生成物 Hamilton, W.

Bushveld, Wichita, Sudbury 及び Duluth ロボリスはいづれも先カンブリア末期に貫入した塩基性及び酸性マグマによつて形成された complex である。これらのロボリスの酸性分化生成物はグ

ラノファイアー、花崗岩、流紋岩等である。この酸性分化生成物は造山帯のカルク。アルカリ岩区の酸性岩に比してアルカリと全鉄が多く、CaO と  $Al_2O_3$  が少なく、成因的にも全く異なつたものと考えられる。珪酸に飽和した玄武岩マグマは大きなマグマ溜りで分化すれば 10~15% の酸性マグマを生ずるから、上記のロボリスのキャップに発達した酸性岩類は晶出分化作用によつて生成されたものである。(21st Geol. Cong., Part 13, 59~57, 1960) [青木]

# 8554, Scotland, 西部 Perthshire, Ben More-Am-Binnein 地方の岩石中に於ける曹長石変斑晶の成因 Jones, K. A.

Scotland, Co. Antrim から Perthshire に連つて細長く帯状に分布する岩石の東端に再結晶による大きな曹長石 (時に径 23mm 以上) の変斑晶を持つ片岩が産出する。この曹長石片岩を伴う Ben Ledi Grit group は高度に変形した変硬砂岩、変泥岩より成り、曹長石の変斑晶は白色雲母や緑泥石の様な片状鉱物と伴つてレンズ状、又は縞状を為して産出する。曹長石片岩は石英、緑泥石、白雲母を主成分とし、時に少量の黒雲母、鉄雲母、石榴石、緑簾石、方解石、電気石、ザルコン、燐灰石、チタン鉄鉱、磁鉄鉱を含む、曹長石は岩石の 30% 以上を占め、その組成は極めて一定で  $(An_{4-6})$ , 径 0.12~2.0mm, 平均 0.4mm の大きさをなす。変斑晶曹長石の成因に就いては次の如く3つの可能性が考えられる。a) 曹長石に必要な Na は泥岩中にもともと含まれていた。b) Na は長石質硬砂岩より導入され、変成作用中に泥岩中に導かれた。c) Na は大規模な交代作用によつて外部から導入された。之等の可能性の中

著者は c) を支持している。(Geol. Mag., 98, 41~54, 1961) [植田]

# 8555, Norway, Nordfjord の Selje 及び Aheim 地方に於ける榴閃岩中の藍晶石の成因 Lappin, M. A.

著者は Selje 及び Aheim 地方の岩石を研究中多数の藍晶石榴閃岩を見出した。榴閃岩は片麻岩中にレンズ状に産出し、或る構造線に沿って集中している。之の榴閃岩は次の如く、特徴的な鉱物組合せを持つ。石英—藍晶石—柘榴石—単斜輝石、石英—柘榴石—単斜輝石、柘榴石—単斜輝石、柘榴石—単斜輝石—斜方輝石、

藍晶石は粗粒の榴閃岩のレンズ状の部分のみに生ずるのが特徴で、大きさ 1~1.5cm の柘榴石を伴う。又一般に藍晶石は石英と共生し、より塩基性の斜方輝石榴閃岩或は含柘榴石 dunite 中には見られない。藍晶石は稀に岩石の 5% 以上を占めるものがあり、結晶間を埋めて青い縞を持つ lath 又は青色自形の長さ 8mm 以上の lath として生じている。藍晶石は変質作用を受け、後退変質作用の初期に鋼玉—灰曹長石の反応線を生じた。榴閃岩が角閃岩化作用を受けつゝある間に之の反応線は周囲の斜長石角閃石の二次的造晶の斜長石によつて置換せられた。β 黝簾石は直接藍晶石から生じ、柘榴石は多分角閃岩化作用の間に生じたものであろう。黝簾石と緑閃石は榴閃岩相に於ける初生鉱物と思われる。(Norsk Geologisk Tidsskrift, 40, 289~295, 1960) [植田]

# 8556, Oslo, Gjelleråsen の接触變成岩地域に於ける加里長石の X 線的研究 Rao, S. V. L. N.

Oslo 近郊 10km 東方の Gjelleråsen 地方には Precambrian の片麻岩と之を

貫く Permian の nordmarkite (石英閃長岩の一種) とが分布している。之の進入岩と母岩から得られた加里長石に就いて X 線粉末法を用いて研究し、その triclinicity を測定した。進入岩から遠い母岩の加量長石は性質が三斜晶系であるが、接触部に近くなる程典型的にその disordering が増加する。之の転移は Precambrian の片麻岩に対する進入岩の岩漿熱の伝達に起因するものである。加里長石の triclinicity factor の値は接触部に近づくにつれて減少し、その disorder の増加率は接触部からの熱の伝達に關係して大きくなる。接触部に於ける加里長石の 131, 131 対線はその間隔が狭く、玻璃長石の線は明瞭であるが、接触部から遠い個所のものでは、その対線の中が広くなり、玻璃長石の線は弱くなるか又は認められない。(Norsk Geologisk Tidsskrift, 40, 1~12, 1960) [植田]

# 8557, 東端 Quebec の蛇紋岩に伴う高温酸性岩 Olsen, E. J.

高度に蛇紋岩化されたアルプス型橄欖岩類はしばしば小さな比較的酸性の岩石をレンズ状に伴っている。Quebec の東端 Asbestos に於ける蛇紋岩化の著しい橄欖岩中に見出される酸性岩を研究した結果は、それらが交代的に変化した斑岩であることを示している。これらはまず黒雲母—ソシュール石の組合せに、更には微斜長石—透輝石—曹長石—石英岩に変化する。この変化の程度は構造上の様相に支配される。著者は上の組合せが角閃岩相に属するむしろ高温の変化であるとし、蛇紋岩の周囲の岩石が殆んど緑簾石—角閃岩相を示していることの差に注目している。そしてこの蛇紋岩体は、まず現在の位置より深い角閃岩相に相應

した場所に貫入し、蛇紋岩化と斑糲岩類の変化が行われ、完全に熱を失わないうちにひきつづき現在の位置に上昇したと述べている。化学的な研究から蛇紋岩化の間に橄欖岩より導かれた化学成分が斑糲岩に加わり、酸性岩を生成したことを示している。(Am. Jour. Sci., 259, 329~347, 1961) [大貫]

### 8558, Palisades sill の絶対年代 Erickson, G. P., Kulp, J. L.

New York., Hudson 河畔に露出する Palisades sill は厚さ 1000ft の岩石学的に著名な輝緑岩の sill であり、上部 Triassic に進入したとされている。この sill の上部接触帯から数 ft 以内の急冷玄武岩相に 0.2~1mm の大きさの黒雲母の濃集した部分があり、これを分離し  $K^{40}$ - $A^{40}$  法により絶対年代を測定した。その結果は  $190 \pm 5$  m.y. で地質層序から推定したものと一致する。また sill の各部分の岩石及び下部接触帯のホルンフェルスの  $K^{40}$ - $A^{40}$  年代測定も行なつた、急冷相及び細粒部は殆んど全部、中粗~粗粒部は~85% の  $A^{40}$  の保存度を示した。この保存度は texture よりも鋳物組成に関係する。即ち粗粒岩は細粒岩よりも2次的変質が著しい。下部接触帯のホルンフェルス (1ft 以内) は 193m.y. を示し、これはマグマが貫入した時、その熱によつて  $A^{40}$  を失ない、それ以後の radiogenetic  $A^{40}$  を殆んど完全に保存していることを示している。(Bull. Geol. Soc. Am., 72, 649~652, 1961) [青木]

### 8559, 南極大陸 Budd 海岸 Windmill 島産岩石の年代 Cameron, R. L., Goldich, S. S., Hoffman, J. H.

Windmill 島は南極大陸 Vincennes

湾の東側にある Budd 海岸に沿う島で、北部は片麻岩、片岩、ペグマタイト及びミグマタイトから成り、南部は侵入火成岩類より成る。

$A^{40}/K^{40}$  法により片麻岩及び石英閃緑岩の年代測定を行つた結果  $950 \sim 1120 \times 10^6$  年の値を得た。之の値は  $Sr^{87}/Rb^{87}$  法による片麻岩から得た年代値とよく一致した。Windmill 島に於ける造山作用の時期及び変度変成作用の時期は北アメリカ東部の Grenville 造山期に対比される。南極大陸 Ross 海沿岸の McMurdo Sound 地域から得られた試料による年代値は約  $500 \times 10^6$  年で、東部南極大陸には少くとも五期の造山期があつた。(Stockholm Contributions in Geology, 6, 1~6, 1960) [植田]

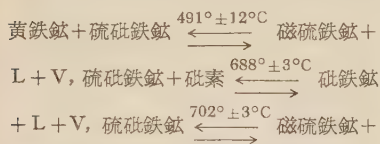
## 金属鋳床学

### 8560, Fe-As-S 系の相関係及び応用 Clark, L. A.

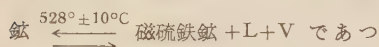
自然の Fe-As-S 系鋳物と、著者が合成した鋳物とを比較しながら、鋳物組合せの P-T 条件を検討した。特に黄鉄鉱、硫砒鉄鉱、砒鉄鉱、磁硫鉄鉱の相関係に重点をおいている他、硫砒鉄鉱の硫黄と砒素との比の変化、硫砒鉄鉱と金との固溶関係についてふれている。合成実験の原料は、Fe, As, S, 及び  $FeS_2$ ,  $Fe_{1-x}S$ ,  $FeAsS$  でこれらを種々組合せて、ガラス容器、或いは金の容器に封入して、数時間から 300 日以上に亘つて加熱された。加熱温度は  $400 \sim 800^\circ C$  までである。その結果に依ると、黄鉄鉱と砒鉄鉱とが共存する為には  $491^\circ C$  以下であること、同じく硫砒鉄鉱の上限は  $702^\circ C$  で



あることが決定された。次の平衡関係がある。(L 及び V は液体及び蒸気成分)



砒鉄鉱 + L + V, 又圧力を加味した場合には、これらの温度は多少高くなる。実験によると 2070bar では黄鉄鉱 + 硫砒鉄



これらの関係から、Fe-As-S 系の鉱物が、地質温度計として役立つことを強調している。化学分析及び X線回折によつて、硫砒鉄鉱中の硫黄と砒素の比及び格子面間隔を測定して検討した。600°C 以上で合成した硫砒鉄鉱の組成は  $\text{Fe As}_{1.1}\text{S}_{0.9}$  であり、理想的な FeAsS に比して、硫黄分の多いものは低温高压で安定で、格子面間隔もそれに比例して小さくなる。天然の硫砒鉄鉱の大部分は硫黄分が多くなっている。又金の容器で加圧実験した場合、600~700°C では金が硫砒鉄鉱に容易に拡散することから、天然でしばしば見られる金と硫砒鉄鉱の共生の現象を説明している。(Econ. Geol. 55, 1345~1381, 1631~1652, 1960) [梅原]

### 8561. Illinois, Cave-in-Rock 螢石鉱床の液体包有物による鉱化温度 Freas, D. H.

当地区の Deardorff 鉱山産及び Victory 鉱山産の螢石、閃亜鉛鉱及び石英について、各鉱物に含まれる液体包有物を加熱して行き液体包有物中の気泡の消失温度を測定した。当地区の鉱床は中温でかつ比較的浅い所で生成されたので圧力補正が簡単である。又、透明あるいは半透明の鉱物を産するので、液体包有物

の研究から次の様な結論が出せる。

液体包有物には、一次包有物と二次包有物とがあり、二次包有物の方が気泡の消失温度が高い。一次包有物には、水に富んだものと石油に富んだものがあり石油に富んだものの方が低い気泡の消失温度を示す。石油を含むものについては、圧力補正の研究が確立されていないので、地質温度計として使えない。結局地質温度計として使えるものは液体包有物のうちで、水に富むものでかつ一次包有物の気泡の消失温度が測定出来るものに限られる。圧力補正を +13°C と見れば鉱物の生成温度は、94~142°C である。螢石は 123~142°C で、閃亜鉛鉱及び石英は 94~118°C で生成された。この温度のばらつきは、一つの根源からの二度の熱水溶液の上昇によるものと考えられる。(Econ. Geol., 56, 542~556, 1961) [上野]

### 8562. 生物源硫化鉱物 Baas Becking, L. G. M., Moore D.

沈澱性鉱床の成因を考察する際には常に化学的、生物的条件が重要視されるが然し系統的な鉱石鉱物の biosynthesis の研究は余り進んでいないので今回 biological method による硫化鉱物の合成実験を行つた。Covellite, digenite, argentite, sphalerite, galena 等はそれぞれ Cu, Ag, Zn, Pb の carbonate, oxycarbonate, chloride等から 20~30°C の低温で lactate 或は acetate media を加えた人工海水中にてバクテリアの硫酸塩還元により形成された。特に argentite は supergene environments に於ける産出を認めている数名の研究者の考え方と、179°C 以上に於いてのみ安定でより低温では acanthite として存在するとの Bateman の主張との間の対立が

鉱床の水成源-火成源論争に種々の問題を与えていたが、本実験では明らかにバクテリアの作用で銀の塩化物及び炭酸塩から低温で生成されることが確められた。Ni, Co は黒色の硫化物を形成したが、X線粉末写真にて鉱物種を同定することが出来なかつた。Hg-炭酸塩から cinnabar, 又 rhodochrosite から alabandite 或は hauerite 等の硫化物を作ることは出来なかつた。更に Cu-酸化物と Fe-酸化物からは常に Fe-硫化物と covellite のみが形成され、bornite, chalcopyrite は出来なかつた。最後に  $\text{MeS} + 4\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{MeSO}_4 + 8\text{H}^+ + 8\text{e}^-$  の酸化還元反応の電極電位を自由エネルギー値から計算して図示し、その中に天然に於けるバクテリアによる硫酸塩還元に限界及び本実験の還元反応の範囲を示し若干の考察を述べている。(Econ. Geol. 56, 259~272, 1961) [島]

8563, 各種鉱石中の黄鉄鉱, 磁硫鉄鉱, 黄銅鉱に含まれる微量成分 Hawley, J. E., Nichol, I.

岩漿性ニッケル鉱床, 熱水性銅及び金鉱床の鉱石中の黄鉄鉱, 磁硫鉄鉱, 黄銅鉱に含まれる微量成分を定性並びに定量的に検出した。鉱石の産地は次の如くである。1) ニッケル鉱石; Sudbury Mine, Hardy Mine, Fecunis Lake, 2) 銅鉱石; Flin Flon, Chibougamau, Que-mont, Noranda, Normetal, Manitouwadge, 3) 金鉱石; McIntyre. 定量に用いた検出成分は Co, Ni, Ag, Cr, Pb, Sn, Ti, V, 定性のそれは Au, As, Bi, Mn, Mo, Sn, V, 等である。其結果次の事が判明した。1) 定量分析の結果, Co, Ni, Ag, Pb に特に選択的濃集を示し, 然も特殊な順序が認められる。

例えば Co, Ni は, 普通の生成順序を示す黄鉄鉱, 磁硫鉄鉱, 黄銅鉱の順に選択濃集し, Ni は黄銅鉱中では常に小さい値を示す。2) 微量成分の量的変化は異種の型の鉱床のみならず類似の型の鉱床でも明瞭である。例えば McIntyre のそれでは黄鉄鉱の種類に依つても変化し又 Sudbury では, 晶出期の異なる黄鉄鉱や, 鉱体の異なつた場所に生じた磁硫鉄鉱が, 各々変化を示している。3) 定性的には微量成分の組合せには驚くべき類似性が認められる。以上これらを総合して, 鉱床はいずれも岩漿性起源のものであろうが, 上昇性鉱液が局部的に混成作用を行つて種々の変化を起す原因となつた事を暗示するものである。(Econ. Geol., 56, 467~487, 1961) [折本]

## 石油鉱床学

8564, 湖沼堆積物中のアミノ酸 Swain, F. M.

湖沼の沈積環境の相異によつて, 堆積物中に集積する蛋白性物質は著しく異なるものと思われる。著者はこの問題をより具体的に究明するために, 各種の湖沼について堆積物中のアミノ酸含有量及びその特徴を検討した。研究の対象とした湖は, ミネソタ州の Anoka, Green, Clean, Woods, Fanni, Blue, Kabe-kona, Spectacle, Rush, Eagle, South Stanchfield, Rainy, Kabetogama, Pelican, Reno の各湖, モンタナ州の Flathead 湖, ネバタ州の Pyramid 湖, リジアナ州の Catahoula 湖等である。各湖の湖沼標式は貧營養型, 富營養型, 悪營養型と種々で, 底質もマール, 泥炭, 骸泥, サプロベル, 砂, シルト, 粘土, 火山灰と変化に富んでいる。これ

ら湖沼の底質試料について、6N HCl で加水分解し、ブタノール：醋酸：水 (4:1:5) を展開剤として、ペーパークロマトグラフでアミノ酸を分離定量した。

遊離のアミノ酸は極めて稀に存在するだけである。湖沼堆積物から得られたアミノ酸は、アラニン、グルタミン酸、バリン、アスパラギン酸、シスチン、グリシン、ロイシン、イソロイシン、チロシン、トレオニン、それに若干のアルギニン、ヒイスチジン、リシン、フェニルアラニン、セリン等である。これら堆積物中のアミノ酸は、恐らくグルテリン、グロビレン、型の蛋白質、ペプチド、腐植酸等が主な根源であろうと思われる。堆積物の腐植化過程(著者は C/N ratio によつて slightly (<9:1), partly (9:1~12:1), well (>12:1) の3つに区分している)とアミノ酸の関係について検討した結果、中性の堆積物及び腐植化の進んだ有機的に生産量の高い湖沼堆積物は、中性のアミノ酸が特徴的で、酸性アミノ酸との比率は 6:1 である。また、アルカリ性を示す堆積物及び腐植化の極めてよく進んだ有機質泥灰では、中性、酸性アミノ酸の比率が 3:1 で、酸性を示す堆積物は中性、酸性アミノ酸に加えて塩基性アミノ酸をも含有し、腐植化の余り進んでいない堆積物はアミノ酸の3つの型を全部含んでいる傾向が認められた。有機物含有量の低い湖沼堆積物は一般にアミノ酸含有量も少なく、若干量の中性アミノ酸を含む外、酸性、塩基性アミノ酸は皆無である。(Geol. Soc. Am. Bull., 72, 519~546, 1961) [島田]

8565, ニューヨーク州北東方に発達する Potsdam 砂岩の分析 Wiesnet, D. R.

ニューヨーク州北東方に分布す

Potsdam 砂岩については古くから研究されているが、この上部古生代の砂岩は Pettijohn (1957) によつて orthoquartzite とされているが、筆者がこの砂岩について化学組成、粒度、及び roundness, sphericity について分析を試みた結果、Mooers 地区においては Potsdam 砂岩は主として subarkose 或いは arkose 砂岩からなりたつてることがあきらかとなつた。筆者はとくに薄片による粒度分析と Friedman の方法の2つについて比較し、Mooers 地区では Potsdam 砂岩は 10~20% の長石を含むことを認め、普通の arkose 砂岩よりは少いが orthoquartzite より多い。又 zircon が薄片中にみとめられるが、この砂岩の上位にくる Theresa dolomite には zircon は含まれず長石も非常に少い。化学組成も orthoquartzite と arkose とのやや中間の値を示している。Potsdam 砂岩の roundness は 0.4~0.5, sphericity は 0.73~0.79 で roundness と sphericity の関係も他の公表されている砂岩分析の結果と殆んど似た値を示している。この地域では北方に向うにつれて median size が減少し sphericity が増加し、roundness, sphericity は Theresa dolomite は非常に高い値を示し非常によい sorting をうけている。Potsdam 砂岩が typical shuf-type orthoquartzite とされてきたが、Mooers 地区ではあきらかに subarkose 或いは arkose 砂岩を主としている。(Jour. Sed. Pet., 31, 1~14, 1961) [阿部]

8566, サンタバーバラ堆積盆地に於ける現世堆積物中の層理の発達 Hülsemann, J. and Emery, K. O.

カリフォルニア沖に発達する幾つかの



海中盆地の中の一つであるサンタバーバラ盆地では、表面水に多くの有機体、殊に珪藻類を多く含むが、底水は酸素に乏しい。珪藻の地域的な集中は、地質時代堆積物の珪酸の供給に火山起源を考える必要がない。底水中の酸素量は、全く缺乏しなくても或る限界を越えた低い量になると底棲動物は急激に減るものとみられ、結局、年間の季節変化による酸素量の変化でも、底棲動物の量が左右されるものとみられる。コアーに見られる laminae と silt 及び clay からなる均一相との沈積物の互層は、この関係を示すものであろう。即ち底棲動物の少ない冬期間中には silt, clay が沈積し、春には珪藻が急激に増加堆積し、こゝに一種の varve type の laminae を作る。そして底棲動物がより豊富な時には、それら動物の活動により laminae がかきまわされて均一な岩相を作る。一方、turbidity current によるものとみられる silt と clay からなる graded bedding が発達し、上記の兩種堆積物を中断している。上述の堆積様相は地質時代堆積物にみられる堆積学的特徴の幾つかを解釈説明するのに有用であると述べている。(Jour. Geol., 69, 279~290, 1961) [田口]

**8567, Brazer 石灰岩層の堆積相**  
Skipp, B. A. L.

Idaho, Custer Co. の Mackay から 12 哩西方に分布する Brazer limestone は、層厚 7,400 呎に及び、Osage から

late Meramec に亘る Mississippian を代表する。その下位は 4,000 呎の珪質泥岩 (Low. Miss.) で、上位には Challis 火山岩類 (安山岩質乃至ラタイト質熔岩及び凝灰岩—第三紀) が覆っている。この石灰岩層は、下半部は細粒、不純、無化石又は有孔虫を含むものから、上半部は石灰質、純粹、且つきわめて化石に富むものまでの岩相の変化がみられ、それと共に粒度の増加に従い石英質碎屑岩を伴ってくる。上部の 3,000 呎の間に限って、礫岩 (pebble grade までのもの) がみられるが、これには、海浜型のものと、いわゆる turbidity current 型のものがある。結局この Brazer 層の下部は、浅い静かな海水域、中部は中位の深さの free circulation の海水、上部は恐らくは西方又は南西方にあつた低い陸域に近接した動動的な海水域の環境をそれぞれ示すものであろう。全層序断面の詳しい観察と、化石群集、ならびに特に全層厚の著しい厚さから考えて、Osage から Meramec に亘る沈降速度及び堆積量の大きいことを物語るものであり、本地域の Brazer は marginal miogeosynclinal environment の積成によるものと云える。また Late Mississippian 時期の陸域をも含めた造山運動が上記の礫岩で反映され、その中には "turbidity current" deposits としての特徴をいくつか挙げることができる。(Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 45, 376~389, 1961) [加藤]



# 投稿規定

投稿者は次の点に注意して下さい。

1. 論文は和文又は英文原著とする。和文原稿は原稿用紙に当用漢字を用いて横書、英文原稿はタイプライトすること。
2. 図は白紙又は青色印刷の方眼紙に墨又は黒色インクで大きく書き、1/2 又は 1/3 などに縮小するのに適するよう、文字や記号を大きく書くこと。特に折り込み図の原稿は細部まで明瞭に書くこと。
3. 引用文献は論文末尾に引用順に一括して認ため、著者名、表題、掲載誌又は単行書名、巻、頁、年等の順に記すこと。
4. 別刷は 30 部まで経費を学会で負担するが、それ以上は実費を著者が支払うこと。

## 本誌抄録欄担当者 (五十音順)

青木謙一郎	秋月 瑞彦	阿部 宏	阿部 正宏	植田 良夫
上野 宏共	牛島 信義	梅原 嘉明	宇留野勝敏	大貫 仁
大沼 晃助	大森 啓一	折本左千夫	加藤 磐雄	蟹沢 聰史
河野 義礼	北代 吉宏	今野 弘	島 敵史	島田 昱郎
鈴木 光郎	関 寿和	田口 一雄	竹内 常彦	千葉とき子
長谷川修三	松本 陸士	山岡 一雄		

昭和 36 年 9 月 1 日 印刷		昭和 36 年 9 月 5 日 発行	
発行所	仙台市片平丁東北大学理学部内 日本岩石鉱物鉱床学会 〔電話仙台③ 5111 (内線311)〕	入会申込所	仙台市片平丁 東北大学理学部内 日本岩石鉱物鉱床学会
編集兼発行者	大 森 啓 一	会費払込先	同 上〔振替仙台 8825 番〕
印刷所	仙台市堤通27〔電話③2207〕 笹気出版印刷株式会社	本会会費	一カ年分 正会員 1,000 円 購読会員 1,800 円
印刷者	笹 気 幸 助	本誌定価	一 部 150 円 (会員外) © 1961

The Journal of the Japanese Association  
of  
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists

---

CONTENTS

- Thermal transformation of inesite ..... K. Ito  
Petrology of Zao volcano ..... T. Tiba  
Occurences and mineralogical properties of refractory clay associated with  
coal bed in middle area of Chikuho, Fukuoka Prefecture .. Y. Hoshino  
Infrared absorption spectra of sillimanite, andalusite, kyanite and diaspore  
..... K. Omori  
On spherular aggregates of enstatite in serpentinite from Kawai district,  
Kitakami mountainland, Japan ..... H. Onuki  
Notes and news  
Announcements of the Association.

Abstracts :

- Mineralogy and crystallography.* Identification of carbonate minerals by  
staining methods, etc.  
*Petrology and volcanology.* Melting in the earth's crust, etc.  
*Sci. of metallic deposits.* The Fe-As-S system : Phase relations and  
applications, etc.  
*Sci. of petroleum deposits.* Limnology and amino acid content of some  
lake deposits, etc.